TOPOLOGIE

ÉTUDE DU TERRAIN

SERVICE GÉOGRAPHIQUE DE L'ARMÉE

TOPOLOGIE

ÉTUDE DU TERRAIN

PAR

LE GÉNÉRAL BERTHAUT

TOME II

IMPRIMERIE DU SERVICE GÉOGRAPHIQUE

M DCCCC X

ERRATA.

Page	ligne		au lieu de :		lire :
Page 345,	ligne 8;	au lieu de :	sur cette partie,	lire :	sur certaines parties.
— 418,	— 8 à partir du bas,	—	**N° 133**,	—	**N° 136**.
— 428,	— 3 à partir du bas,	—	Rollin by Salisbury,	—	D. Salisbury.
— 433	— 2 à partir du bas,	—	proprement,	—	proprement.
— 455	— 1,	—	168 (au 200.000^e),	—	168 (au 20.000^e).
— 483	— 14 à partir du bas,	—	180,	—	186.
— 483	— 8 à partir du bas,	—	marqué en C D,	—	marqué en C.
— 553	— 3 à partir du bas,	—	conduit,	—	conduisent.

VALLÉES DES RÉGIONS MOYENNES

Nous entendons par régions moyennes tout ce qui n'est ni la plaine ni la montagne. Ce sont les pays mouvementés où les différences de niveau entre les parties hautes du terrain et les fonds des vallées dans le voisinage, sur un même profil transversal, dépassent rarement 150 à 200 mètres, et sont même généralement moins accusées.

Au point de vue tectonique, ces régions moyennes comprennent surtout:

1º Les anciennes pénéplaines, racines de montagnes détruites, composées de séries très redressées de plis isoclinaux dont les têtes ont disparu. Les séries métamorphiques et recristallisées forment des ensembles d'une certaine homogénéité sous le rapport de la résistance à l'érosion.

2º Les fonds émergés par suite de longues oscillations des aires continentales, parfois ondulés, mais sans grandes dislocations, tout au moins exempts de plissements intenses. La stratification y est le plus souvent concordante, sauf exceptions localisées. Comme le plongement des strates n'est pas exagéré, leurs affleurements se suivent d'habitude avec continuité sur les versants des vallées, si bien qu'à ne considérer que des parties de faible étendue, les teintes de la carte géologique deviennent presque des indications hypsométriques. L'homogénéité existe dans ces terrains par zones superposées. Quand la formation qui en occupe la surface est puissante, le modelé s'exécute dans l'épaisseur de cette formation sans atteindre celles qui viennent au-dessous; alors la masse devient homogène en profondeur comme en plan, sur ses tranches comme en surface.

Lignes hydrographiques. — Ici, la topographie est d'une manière presque absolue commandée par le réseau hydrographique. Si ce réseau est très serré, il ne reste de la surface que des crêtes entre les vallées. Si, au contraire, les lignes d'eau sont rares, les espaces qui les séparent deviennent des plateaux. Telle est la raison pour laquelle nous avons intitulé cette partie de notre travail *Vallées des régions moyennes*, nous réservant de traiter dans une partie suivante la topographie des plateaux.

Lorsqu'on étudie les formes d'une région de ce genre, il y a lieu de

recherche d'abord s'il y existe des influences directrices, provenant soit des plis ou des ondulations d'un substratum de structure tectonique moins simple que son revêtement, soit de systèmes de diaclases. Ces derniers sont pour ainsi dire *inévitables*, car ils s'imposent dès qu'il y a gauchissement, et on comprend que dans un grand mouvement d'ensemble amenant l'exondation d'un fond de mer, il serait bien extraordinaire que des gauchissements dans divers sens ne se produisent pas.

Enfin, la nature des roches soumises aux érosions, en tant que roches tendres et roches dures, et le degré de perméabilité de ces roches, jouent dans le modelé des régions moyennes un rôle prépondérant. En montagne, et surtout en haute montagne, nous l'avons fait remarquer, la considération du degré de perméabilité intervient moins, parce que le ruissellement se produit sur tous les versants très longs et très inclinés. Il n'en est pas de même dans les pays moyens et, à plus forte raison, dans les pays plats; les lois de l'érosion et de l'alluvionnement s'y appliquent en particulier à chaque espèce de terrain, sans être contrariées dans leurs conséquences.

Reprenons ce que nous avons dit au début de notre étude des conditions générales de l'érosion sur une surface à peu près plane et homogène (1) que nous supposerons modérément inclinée, dans les conditions d'un ancien fond de mer exondé lentement et sans dislocations. Sous l'action des pluies, cette surface se creuse peu à peu de *rigoles* qui devraient être parallèles et suivre la plus grande pente, s'il s'agissait d'une surface réellement homogène et plane. Mais les légères inégalités locales provoquent l'attaque de la surface en cuvettes qui se rapprochent, contrariant le parallélisme, et les rigoles se joignent. Les angles sous lesquels elles s'abordent ne sont pas toujours égaux; mais pour une même surface, ou plutôt pour une même inclinaison, toutes choses égales d'ailleurs, ils varient peu. Plus la surface est inclinée, plus ces angles sont aigus, parce que le parallélisme des directions tend d'autant plus à se réaliser et à se rapprocher de la pente que l'action de la gravité est plus sensible ; l'effet de l'eau courante sur la surface dépendant de la puissance relative du courant, et cette puissance étant représentée par le produit de la masse par la vitesse. Il est clair que sur une pente rapide, pour une même nature de surface, la même masse d'eau est moins détournée de la direction que lui imprime la pesanteur par les accidents locaux qu'elle rencontre; elle les franchit ou les entame plus facilement.

---

(1) Voir pages 74 à 79.

Il semble que l'on doive attribuer en partie à cette considération la cause des changements de direction qu'éprouvent, en général, les cours d'eau qui se sont écoulés originairement sur une surface plane et unie, lorsqu'ils y ont reçu des affluents. MM. de La Noë et de Margerie (1) ont appliqué à ces changements de direction le *parallélogramme des forces*, en faisant remarquer que la nouvelle direction du cours d'eau principal, intermédiaire entre sa direction antérieure et celle de son affluent, toutes deux prolongées, se rapproche d'autant plus du prolongement de la direction première du cours d'eau principal que la *puissance* de celui-ci est plus grande, en comparaison de celle de l'affluent.

« Il est naturel qu'il en soit ainsi : la vitesse et le volume de l'eau, dans le cours d'eau principal, sont, par définition, plus grands que dans les affluents ; d'où il doit résulter, si l'on suppose d'ailleurs des cours d'eau dont les pentes ne diffèrent pas notablement, que le cours d'eau formé par la réunion des deux cours d'eau considérés doit prendre une direction intermédiaire entre celles de chacun d'eux, et d'autant plus rapprochée du cours d'eau principal qu'il a plus d'importance par rapport à son affluent. En d'autres termes, la direction est celle que prendrait la résultante de deux forces dont les composantes, égales comme intensité à celle de chacun des deux cours d'eau considérés, auraient la direction de ces derniers (1). »

Cette proposition paraît très juste, et elle est intéressante, car, ainsi que le font très bien observer ses auteurs, elle peut conduire à la solution de certains problèmes relatifs à un état de choses aujourd'hui disparu, lorsqu'un changement de direction d'un cours d'eau correspond, non à un affluent actuel, mais à un ravin desséché, par exemple. Cependant, elle nous paraît se vérifier surtout lorsque le changement de direction a pour effet de rapprocher les deux cours d'eau de la ligne de plus grande pente, et alors la résultante s'explique aussi par la plus grande facilité que donne l'accroissement de masse et de vitesse à atteindre cette direction, dont se rapprochait déjà davantage le cours d'eau le plus puissant, avant le confluent. Il nous semblerait plus difficile d'admettre que si l'un quelconque des deux cours d'eau suit déjà la ligne de plus grande pente, l'accroissement de masse et de vitesse donné par un second cours d'eau puisse avoir pour effet de l'en détourner, au profit de la diagonale du parallélogramme des forces. Peut-être l'arrivée du second cours d'eau, surtout si c'est le plus puissant des deux, introduirait-elle alors un trouble momentané dans la direction normale du premier ; mais les deux courants réunis ne tarderaient pas à profiter

(1) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain.*

de nouveau des circonstances favorables qui avaient déjà dirigé l'affluent sur la ligne de plus grande pente.

La vérification de cette proposition relative au parallélogramme des forces est, d'autre part, assez difficile. Il ne semble pas qu'on doive s'attacher à la direction des derniers éléments de chacun des cours d'eau *actuels*. A leur confluent, la plupart du temps, les alluvions, les méandres même interviennent, et *localement* la rencontre s'effectue suivant un angle quelconque. Elle ne semble pas avoir une influence bien nette sur la direction de l'élément immédiat suivant. Il faut plutôt considérer l'ensemble, plutôt même la vallée, comme représentant la véritable direction du cours d'eau. Alors, les exemples dégagés de toute cause étrangère, géologique surtout, sont assez rares. On en peut cependant trouver; tels les cours d'eau qui découpent suivant des génératrices l'immense cône de déjection de Lannemezan.

Si la surface n'est pas un plan, c'est du moins un cône très plat, *presque un plan* et en tout cas une surface régulière autant que la nature nous en donne. Tous les cours d'eau qu'on y trouve tendent vers la ligne de plus grande pente, et lorsqu'ils la suivent *aucun de leurs affluents ne les en détourne.* Ainsi la Gimonne A B C (**N° 121**), après avoir reçu son affluent la Lauze B D, semble modifier sa direction dans le sens de la résultante; mais la direction de la Save E F G, prolongée en amont de Lombez par le ruisseau de Gesse F H, se maintient sans modification, en dépit de tous les grands affluents qu'elle reçoit à droite, tandis qu'il ne lui en vient aucun de quelque importance à gauche.

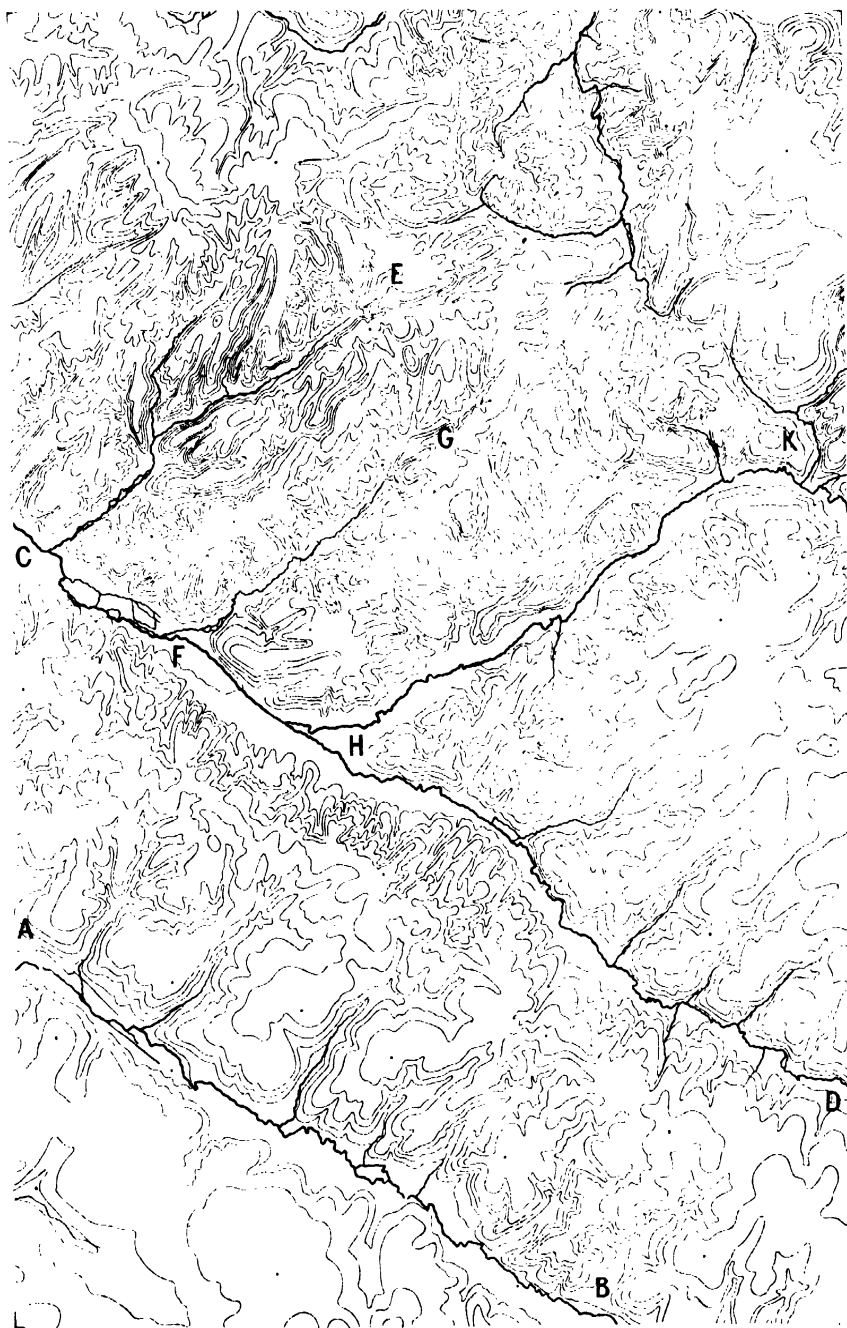
Sur le cône de Lannemezan, surface convexe, les cours d'eau vont naturellement en divergeant. Le cas le plus habituel est plutôt celui d'une surface concave, *bassin* ou partie de bassin d'un fleuve ou d'une rivière, dans lequel les cours d'eau convergent en aval vers un seul tronc. Plus cette convergence due à l'allure générale de la surface et marquée, toutes choses égales d'ailleurs, et en supposant cette surface suffisamment unie et homogène, plus les angles des confluents sont ouverts.

En somme, le bassin d'une rivière a la plus grande analogie avec le bassin de réception d'un torrent, comme disposition des lignes hydrographiques. La différence est dans les dimensions et surtout dans la raideur des pentes, dans les profils longitudinaux beaucoup moins accentués. Mais ces considérations sont surtout théoriques; elles s'appliquent à des cours d'eau types, idéaux plutôt que réels, et il faut se garder de leur attribuer un sens trop absolu.

Rôle des diaclases. — Les systèmes de diaclases, lorsque les pentes de la surface topographique sont faibles, viennent modifier le tracé des lignes

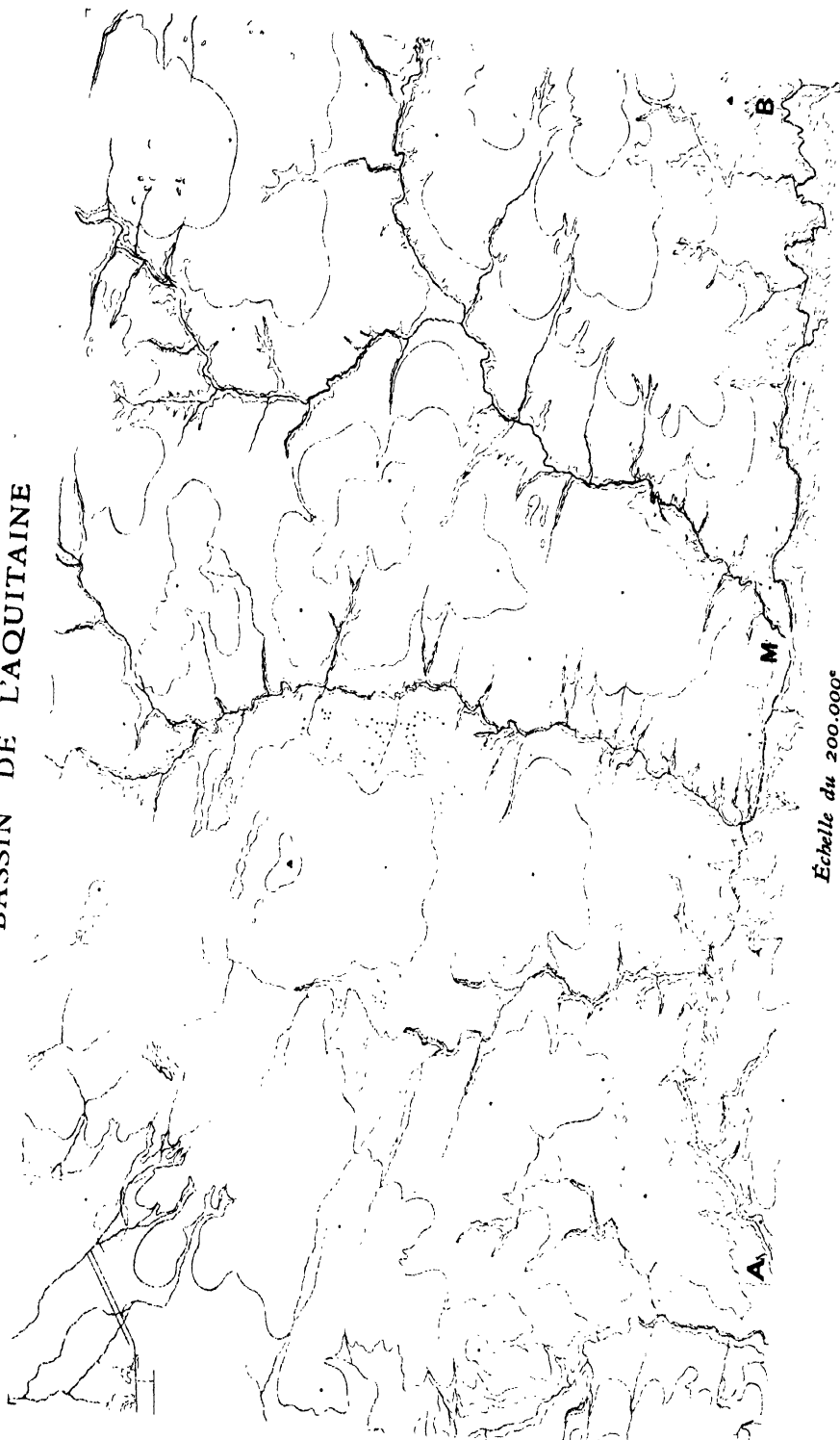
Échelle du 200.000e

ARTOIS

N° 122

Échelle du 200.000ᵉ

BASSIN DE L'AQUITAINE

*Échelle du 200.000^e^*

N° 123

Échelle du 80.000e

hydrographiques, qui tendent à épouser des directions préparées. Ces systèmes ne sont pas toujours faciles à mettre en lumière; cependant, ils se révèlent par des alignements, par la persistance de certaines directions, par des faisceaux de lignes affectant un certain parallélisme, souvent recoupés par d'autres faisceaux orthogonaux.

Daubrée en a donné plusieurs exemples : 1° celui des rivières du Nord du bassin de la Manche : la Canche, l'Authie, la Somme, la Bresle, la Béthune, dont les cours sont exactement parallèles, avec l'orientation de la cassure du pays de Bray, tandis que leurs affluents leur sont perpendiculaires et représentent une direction orthogonalement conjuguée avec la première. On trouve en outre dans la même région certaines directions beaucoup moins nombreuses, Nord-Sud et Est-Ouest, qui donnent lieu à des alignements assez remarquables. « Les escarpements abrupts des falaises se prêtent bien à l'étude de l'orientation des cassures de toutes sortes qui en divisent les couches. D'après l'étude détaillée que j'en ai faite, les diaclases principales sont soumises à des relations de parallélisme et se répartissent suivant deux directions prédominantes. Or, ces deux directions principales sont également celles qui prédominent dans les vallées et les vallons de la région voisine, même dans les localités où l'on ne connaît pas de failles (1). »

2° Un exemple pris au S.-O. de Joigny, dans des terrains crétacés recouverts de quelques couches tertiaires. Il s'y présente des cassures rectilignes parallèles qui se rapportent à quatre directions principales. Ces cassures se décèlent par la configuration polygonale des vallées. « Quelques-unes sont discontinues et presque entièrement à sec. L'une d'elles est même sans issue, et les eaux qui s'y rassemblent ne peuvent s'écouler que souterrainement (1). »

3° Un exemple pris dans les terrains jurassiques du bassin de la Moselle.

4° et 5° Deux morceaux de la vallée de la Charente, en terrain jurassique également.

Tous ces exemples contiennent d'intéressants groupements de directions et en particulier des alignements suivis par des cours d'eau différents, coulant les uns dans un sens, les autres dans le sens opposé, avec des interruptions entre les sillons des divers vallons placés dans le même alignement.

Ces alignements surtout démontrent l'intervention des diaclases, car il est de toute impossibilité de les expliquer par l'érosion seule.

On a cependant contesté le rôle directeur des diaclases. L'argument invoqué est le suivant : Les affluents qui creusent leurs lits dans les deux versants d'une vallée s'établissent sur ces versants suivant les lignes de plus grande

(1) DAUBRÉE. — *Études synthétiques de géologie expérimentale*, 1879.

pente. Or, les courbes de niveau qui définissent les versants, sont, en projection, *à peu près* parallèles à la projection du thalweg de la vallée sur une grande partie de leur longueur. Par suite, les affluents qui découpent ces versants abordent le cours d'eau principal *à peu près* perpendiculairement; dans une direction légèrement oblique, l'angle du confluent étant plutôt un peu plus aigu que l'angle droit, du côté amont. On a donc un réseau hydrographique établi sur deux directions rectangulaires, sans que les diaclases y soient pour rien.

L'observation est très juste, lorsqu'il s'agit de vallées naturelles ou creusées, pour une raison quelconque, indépendamment de l'érosion des versants par les affluents. C'est, entre autres, le cas des vallées synclinales, et il s'applique dans une certaine mesure au premier exemple donné par Daubrée, celui des rivières parallèles entre elles, de la Canche à la Béthune, en raison de l'existence préalable des synclinaux produits par les ondulations du bassin parisien.

Mais lorsqu'il s'agit d'une surface à peu près plane et homogène, en tout cas dépourvue d'ondulations systématiques, le creusement des vallées et celui des vallons secondaires ne peut que s'opérer simultanément et toujours dans des directions qui tendent le plus possible, pour les vallées comme pour les vallons, vers la ligne de plus grande pente. Donc quand une surface de cette nature se creuse de sillons autrement dessinés, offrant des parallélismes répétés dans une direction qui n'est pas celle de la pente, recoupée par d'autres directions formant un second système de lignes parallèles, avec des alignements comme ceux dont nous venons de parler, il y a toutes chances pour que les cassures y jouent un rôle directeur. Ce rôle devient de toute évidence, quand les directions conjuguées des faisceaux de cassures ne se coupent pas à angle droit. Alors, en effet, si les affluents du versant droit abordent le cours d'eau principal sous un angle constant plus petit que l'angle droit, les affluents du versant gauche, alignés sur la même direction, abordent ce même cours d'eau sous un angle constant plus grand que l'angle droit, en sens opposé à la pente générale, ce qui est absolument inadmissible dans l'hypothèse du seul travail de l'érosion.

En voici quelques exemples :

Le **N° 122** représente, à l'échelle du 200.000ᵉ, une partie du terrain crétacé du Nord, dans la région de Hesdin. A B est la vallée de l'Authie, C D celle de la Canche. Il est fort possible que ces deux directions parallèles soient imputables aux ondulations larges qui existaient avant le travail de l'érosion, et qui ont leur origine dans les plis hercyniens du sous-sol. Ces ondulations ne peuvent, en tout cas, qu'être d'accord avec les failles et les diaclases. Mais l'orientation constante des lignes telles que celles de la Cré-

quoise C E, de la Planquette F G, de la Ternoise H K, et de tous les autres affluents, vallons avec ou sans ruisseau, qui sillonnent les versants des deux vallées principales, donne un réseau de directions *rigoureusement parallèles* coupant les vallées, non pas perpendiculairement, mais sous un angle de 60 degrés environ.

Le **N° 123**, au 200.000ᵉ également, est pris aux environs de Mont-de-Marsan, M. Le terrain appartient tout entier au sable des Landes, constitué par des grains de quartz avec mica, fer oxydulé, etc..., parfois agglutinés par un ciment siliceux ou ferrugineux (1). Les affluents de la Midouze A B coulent à peu près du Nord au Sud; mais ce qui attire plus particulièrement l'attention, c'est la persistance remarquable de la direction des ruisseaux qui se rendent dans ces affluents. Ils rayent toute la surface de lignes un peu inclinées sur la direction Est-Ouest, quelles que soient les inflexions des vallées dans lesquelles ils se rendent.

Le **N° 124** est un exemple de détail. Il appartient à la feuille du Mans, au 80.000ᵉ. Il s'agit d'un plateau découpé par les rivières, et où la stratification est concordante et à peu près horizontale. La surface est donnée par l'argile à silex, qui repose sur la craie marneuse, formation solide d'environ 50 mètres d'épaisseur (2) à laquelle sont dus les versants rapides et convexes. Au-dessous, vers le fond des vallées, se montrent les sables du Perche, avec grès ferrugineux. Ce qui est particulièrement remarquable dans ce terrain, c'est la façon dont il est découpé, et le rôle évident que jouent les diaclases dans ce découpage. Ainsi, tous les petits affluents de gauche de la Braye coupent le versant de la vallée en se dirigeant *vers l'amont;* ils ne sont autre chose que le prolongement des vallons qui coupent, dans une direction Nord-Sud, le versant droit de la vallée du Loir. Cette direction des vallons est donc indépendante de celle des versants, et par conséquent régie par une autre cause que l'érosion pure et simple.

Profils en long. — La loi de régularisation du profil en long, pour les rivières, est la même que pour les torrents (3). Ce profil tend à se déterminer suivant une courbe continue concave vers le ciel, courbe très voisine de l'hyperbole, et dont les deux asymptotes sont : en aval l'horizontale, en amont le talus d'équilibre des matériaux. On appelle *niveau de base* le niveau de l'asymptote d'aval. Cette asymptote est fixe *comme direction*, mais elle ne l'est pas toujours *comme niveau*, et par conséquent le niveau de base d'un cours d'eau est souvent une donnée provisoire, répondant à un état de choses susceptible de se modifier. Ainsi le niveau de base d'un torrent est le niveau de son confluent avec la rivière à laquelle il aboutit. Si cette rivière n'a pas encore atteint son profil d'équilibre, si elle continue soit à creuser, soit à remblayer son lit aux abords du confluent en question, le niveau de base du torrent s'abaisse ou se relève en consé-

(1) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille de Mont-de-Marsan.

(2) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille du Mans.

(3) Voir pages 279 à 284.

quence, et son profil en long se modifie de proche en proche, soit par remblaiement régressif, soit par érosion régressive. Si l'asymptote d'amont ne varie pas, la modification régressive va en s'atténuant de l'aval vers l'amont et le nouveau profil en long se raccorde tangentiellement avec l'ancien. En définitive, pour une rivière et pour tous ses affluents, torrents compris s'il y en a, il n'existe qu'un seul niveau de base, qui est le niveau de la mer, à l'embouchure du cours d'eau principal. S'il y a des marées c'est le niveau le plus bas, le niveau de la mer à marée basse. Pour les raisons que nous avons exposées à propos des diverses branches du bassin de réception d'un torrent, prolongeant toutes, chacune pour leur compte, la courbe continue du canal d'écoulement (1), toutes les courbes d'équilibre de profil en long des affluents d'une rivière se raccordent tangentiellement, réserve faite, bien entendu, des *gradins de confluence*, puisque le raccord a lieu non *par le fond*, mais *par la surface de l'eau*.

Que faut-il entendre par le *talus d'équilibre des matériaux* considéré comme représentant l'asymptote d'amont ?

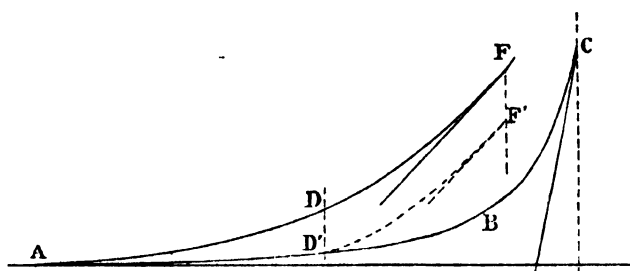
Le profil longitudinal d'équilibre d'un cours d'eau est réalisé lorsqu'il ne charrie plus, lorsqu'il ne débite plus que de l'eau claire en toute circonstance. C'est là, évidemment, une condition idéale, que la très grande majorité des cours d'eau n'arrive jamais à remplir, surtout les grands cours d'eau dont les bassins comprennent des terrains de toute espèce, très diversement protégés par la végétation contre les effets du ruissellement. Mais cette condition indique que le talus d'équilibre d'amont est non celui sous lequel se tient la *roche en place*, talus qui peut aller jusqu'à la verticale et même la dépasser, mais celui des matériaux meubles dans les parties hautes du bassin, où ces matériaux, en raison du volume de leurs fragments et de la pente prise par l'accumulation de ces fragments, résistent à l'entraînement de l'eau. Nous avons dit que Cunit (2), pour les torrents de la vallée de l'Isère, qu'il avait plus spécialement étudiés, fixait dans la pratique ce talus d'équilibre, c'est-à-dire l'inclinaison de l'asymptote d'amont, à 45 degrés. Mais cette inclinaison devient beaucoup moindre dans les terrains argileux et sableux, et en général dans tous les terrains que l'eau peut délayer et débiter sur place en menus débris.

Supposons que deux cours d'eau aient réalisé le profil d'équilibre de leurs lits, suivant les deux courbes ABC, ADF, ayant le même niveau de base et partant de la même altitude, mais avec des talus d'équilibre diffé-

---

(1) Voir page 282.

(2) Cunit. — *Études sur les cours d'eau à fond mobile.*

rents au départ. Si ces deux cours d'eau ne se rencontrent pas, ou si leur rencontre n'a lieu qu'en A, point où les deux courbes se confondent tangentiellement, le cours d'eau ADF, dont le bassin supérieur est établi dans des terrains qui comportent un profil longitudinal plus adouci, restera pour cette raison, sur tout son parcours, de F en A, plus élevé que le cours d'eau ABC. Mais il n'en sera pas de même si le confluent a lieu sensiblement plus en amont, en quelque point D, par exemple. L'érosion régressive du lit s'opérant simultanément sur toute sa longueur, en remontant de chacun des points où il y a une cascade, un rapide, une rupture de pente, et le cours d'eau pouvant être à cet égard considéré comme divisé en tronçons indépendants, il est possible que le profil longitudinal de

D en F soit obtenu indépendamment du creusement du lit du cours d'eau ABC. Dès lors, au point D, il se produit une chute. Puis le niveau de base de la branche DF s'abaisse par l'usure du seuil de cette chute ; cette branche DF est destinée à se creuser jusqu'à ce que le point D soit descendu en D'. Mais le nouveau profil en long de cette branche ne peut pas s'établir par rotation autour du point F, car il en résulterait pour l'asymptote d'amont une inclinaison plus forte que le talus d'équilibre ne le comporte. Ce talus d'équilibre doit garder la même pente, et par conséquent, au fur et à mesure de la descente du point D en D', l'asymptote d'amont descend aussi, parallèlement à elle-même, et le point F devient le point F'.

Donc, quand le périmètre d'un bassin de rivière comprend des terrains qui se comportent de façons différentes à l'égard de l'érosion, les têtes des vallées s'abaissent dans les parties de ce périmètre qui appartiennent aux terrains mous et facilement délitables, et comme l'allure générale d'une région se règle toujours sur les lignes d'eau, puisque les *crêtes* ne sont autre chose que *les intersections des versants opposés*, les régions constituées par ces terrains se dépriment dans leur ensemble. Tel paraît être le mécanisme par lequel des différences générales de relief et de modelé s'accusent à la longue, indépendamment de toute raison tectonique, sur un ancien fond de mer exondé, primitivement uni.

Tout ce que nous venons de dire s'applique à l'équilibre des matériaux

sur le fond du lit; mais cette considération n'est pas la seule qui intervienne *pratiquement* dans la détermination complète du profil en long. Nous devons rappeler que la *roche en place,* même en la supposant homogène *comme composition,* ne l'est pas *comme structure.* Il y a, surtout pour les calcaires et les grès, de très grandes différences de résistance que nous avons déjà plusieurs fois signalées, suivant que la roche est attaquée par la surface ou par la tranche. A propos des combes de la Côte-d'Or (1), nous avons vu que dans un même banc calcaire les têtes des vallées se creusent à pic et en cirques du côté de la tranche, la roche se débitant par gros morceaux que découpent les diaclases perpendiculaires au plan de stratification; tandis que les ruisseaux de la surface, quand il en existe, n'étant pas aidés par cette fragmentation préparée, se bornent à *user* cette surface, à la débiter peu à peu en parcelles ténues et non en gros morceaux. Donc, dans le sens de la surface, il y a à la fois plus grande résistance de la roche en place et formation de matériaux meubles plus légers, dont le talus d'équilibre est moins incliné, sur un versant plus long et en pente plus douce; tandis que dans le sens de la tranche il y a tout à la fois sapement, abrupt à la partie supérieure, débit en gros morceaux, versant court, et pente rapide de ce versant dominée par l'abrupt. Nous aurons encore de fréquentes occasions de retrouver ces conditions, en poursuivant l'étude des caractères topographiques dans les régions moyennes et les plateaux.

Ainsi, l'inclinaison de l'asymptote d'amont ne dépend pas seulement de la *nature* du terrain, mais aussi *du sens* dans lequel les strates qui composent ce terrain sont attaquées.

---

(1) Voir page 154 et suite.

Nous sommes obligé, pour rester clair autant que possible, de présenter chacune en leur
temps les propositions qui intéressent les formes du terrain, bien que toutes ces proposi-
tions puissent souvent s'appliquer à la fois dans un exemple choisi en vue de l'une d'elles en
particulier, et il en résulte que nous devons renvoyer le lecteur d'une démonstration à une
autre. Ainsi, on verra facilement que la proposition relative à l'abaissement de l'asymptote
d'amont dans les parties de roches tendres du périmètre d'un bassin s'applique, par
exemple, au creusement des zones liasiques alpines qui ont déterminé les vallées secon-
daires transversales dans la Maurienne et la Tarentaise (vallée du Glandon, vallée de La Cham-
bre, col de la Madeleine, etc...).

CONDITIONS DE L'ÉROSION ET DE L'ALLUVIONNEMENT DANS LES RIVIÈRES

Tout ce qui a été dit des torrents (1) s'applique aux ruisseaux et aux rivières, sauf une seule condition, caractéristique du phénomène torrentiel : *le transport en masse.* D'une façon générale, toute rivière creuse son lit, soit dans le fond, soit sur les bords, soit même à la fois sur toute la hauteur de sa section transversale, à certains endroits et dans certaines conditions déterminées; puis elle dépose plus loin les matériaux enlevés et transportés. Tout le modelé des vallées actuelles est dû au double effet de l'érosion et de l'alluvionnement.

Mais les érosions et les dépôts, au lieu d'être en majorité séparés et cantonnés comme dans les torrents en deux zones distinctes, le bassin de réception d'une part et le cône de déjection de l'autre, s'opèrent dans les rivières alternativement, par places, sur toute la longueur du lit. Une certaine proportion de matériaux est aussi transportée jusqu'aux embouchures sous forme de *deltas* ou de cônes aplatis. D'ailleurs même pour les torrents, l'alluvionnement se produit dans certaines sections du canal d'écoulement, soit sur le fond, afin de combler des dépressions creusées au-dessous de la courbe du profil régulier, soit sur les bords, afin de faire disparaître des élargissements. Dans les travaux d'extinction, les atterrissements des barrages ne sont pas autre chose que des alluvionnements dirigés, répartis sur la longueur et régularisés par l'obstacle opposé au courant et par la réduction de vitesse qui en résulte. Quand le canal d'écoulement présente un élargissement subit, le volume d'eau venant d'amont s'étale, et par conséquent diminue de vitesse. Il dépose ses matériaux les plus lourds. C'est aussi ce qui se passe dans les rivières.

La pente du lit d'une rivière allant toujours en diminuant depuis sa source jusqu'à son embouchure, sa vitesse d'écoulement diminue dans le même sens et avec elle sa puissance de transport, pour chaque section comprise entre deux arrivées d'affluents importants. Elle reprend un peu plus de vitesse à chaque confluent, en raison de la nouvelle masse d'eau qu'elle reçoit. Il en résulte que les matériaux charriés dans son cours supérieur

(1) Voir pages 273 à 287.

doivent s'arrêter au fond du lit, en commençant par les plus lourds, tandis que les plus légers sont entraînés plus loin; et ainsi dans chaque section, jusqu'à ce que la vitesse soit insuffisante pour les déplacer. Les plus petites parcelles, les limons en suspension, parviennent seuls jusqu'à l'extrémité inférieure, où la pente est théoriquement nulle, et s'y déposent.

Donc, les matériaux mis en mouvement sont échelonnés dans le lit, ou tout au moins dans ses principales sections, par ordre de grosseur, les matériaux des sections d'aval étant, en tout cas, plus petits en moyenne que ceux des sections d'amont. C'est ce qu'on appelle le *triage des matériaux*, opération propre aux rivières, comme le *transport en masse* est propre aux torrents dans leurs périodes d'activité.

Cours d'eau tranquilles et cours d'eau torrentiels. — Indépendamment des torrents proprement dits, on distingue les cours d'eau tranquilles et les cours d'eau torrentiels. Les premiers sont ceux dont les crues sont lentes et prolongées et les variations de niveau relativement faibles. Les seconds sont ceux dont les crues sont courtes et violentes. Ces différences dans le régime des cours d'eau tiennent à la fois aux pentes de leurs bassins et à la nature des terrains sur lesquels ils coulent. Elles se modifient suivant la *densité* de la végétation protectrice qui recouvre ces terrains.

« Lorsque le sol est imperméable, les eaux pluviales arrivent aux thalwegs des vallées en coulant à la surface, c'est-à-dire avec une grande rapidité; elles y produisent des crues très élevées et de courte durée. C'est un premier caractère qui rattache les ruisseaux ainsi alimentés aux cours d'eau désignés vulgairement sous le nom de torrents. Un autre caractère non moins remarquable, c'est le défaut de pérennité d'un grand nombre de cours d'eau; au moment des grandes pluies, ils couvrent tout le fond d'une vallée, et se réduisent quelques jours après la pluie à un mince filet d'eau, et souvent même tarissent entièrement (1). »

Le ruissellement et l'écoulement dans les thalwegs sont, d'ailleurs, d'autant plus rapides que les pentes sont plus fortes. Nous avons vu, à propos des effets des eaux courantes dans les montagnes, que même sur un sol perméable le ruissellement peut s'établir. Dès lors une forte pluie y amène des crues violentes et subites. D'autre part, un sol qui serait par nature imperméable s'il était dénudé retiendra de l'eau en certaine proportion s'il est revêtu d'une végétation suffisamment épaisse.

« Habituellement, les eaux des terrains perméables n'arrivent au fond des

(1) BELGRAND. — *La Seine. Études hydrologiques.*

vallées qu'après avoir passé par les sources. Les crues des ruisseaux qu'elles alimentent montent et descendent lentement et régulièrement, et ne sont jamais dangereuses. Ces ruisseaux sont, de plus, d'une pérennité très remarquable (1). »

Les pluies de la saison chaude, quoique plus abondantes que celles de la saison froide, déterminent des crues beaucoup moins fortes dans les rivières à versants perméables ou imperméables, parce que le *point de saturation* et le *point de ruissellement* sont atteints plus difficilement en été qu'en hiver. Belgrand appelait point de saturation des terrains perméables l'état d'imbibition au moment où les eaux pluviales commencent à profiter aux nappes souterraines, et point de ruissellement des terrains imperméables l'état d'imbibition de leur surface au moment où les eaux commencent à y ruisseler. Or, les pluies d'été, qui arrivent brusquement sur un terrain sec et chauffé par le Soleil, y sont en partie absorbées sur place par les couches superficielles et en partie rendues à l'atmosphère de suite par l'évaporation. L'eau absorbée s'évapore bientôt elle-même, s'il ne survient pas de nouvelles pluies pendant que la surface est encore imbibée. Tandis qu'en hiver, l'évaporation étant faible ou presque nulle et les pluies moins violentes et de plus longue durée, le terrain s'imbibe, continue à recevoir de l'eau, et les crues s'établissent. De plus, en été, la végétation absorbe, tant par le feuillage que par les racines, une quantité d'eau très considérable dont elle n'a pas besoin en hiver.

Il est assez rare qu'une rivière importante et tous ses affluents se trouvent compris dans un bassin ne présentant à la surface que des terrains de même nature, de telle façon que le régime théorique des cours d'eau tranquilles ou celui des cours d'eau torrentiels s'y établisse exclusivement. Le plus souvent, toute rivière peut être partagée en sections correspondant aux terrains de perméabilité différente sur les deux versants, et l'influence des crues de chacune des sections d'amont se fait naturellement sentir en aval. Certains affluents peuvent avoir un régime tout à fait différent de celui de la rivière principale; ils peuvent descendre des montagnes et être torrentiels, tandis que la rivière réunit toutes les conditions d'un cours d'eau tranquille. Belgrand donnait le nom de *cours d'eau mixtes* à ceux dont les bassins comprennent en même temps une étendue notable de terrains perméables et de terrains imperméables. Ainsi, la plupart des grands affluents de la Seine et la Seine elle-même sont des cours d'eau mixtes; deux affluents, l'Yonne et la Marne, ont un caractère torrentiel des plus

(1) BELGRAND. — *La Seine. Études hydrologiques.*

prononcés, parce que les terrains imperméables occupent une grande partie de leurs bassins.

Les pluies qui ont une influence réelle sur les crues sont celles qui tombent sur de grandes surfaces en même temps. Les pluies locales influent peu sur le régime des rivières, dès que leurs bassins mesurent 200 à 300 kilomètres carrés. Mais ces mêmes pluies locales se traduisent par des crues qui disparaissent promptement, quand elles tombent sur un bassin plus restreint, d'une centaine de kilomètres carrés (1).

La loi fondamentale de l'écoulement des crues est, d'après Belgrand, la suivante : « Les crues des petits torrents (bassins imperméables) sont très élevées ; leur durée est très courte, rarement de plus d'un ou deux jours. Les crues des petits cours d'eau tranquilles (bassins perméables) sont peu élevées, mais leur durée est très longue, toujours de plus de quinze jours.

» La crue d'un torrent se divise en deux parties : à la suite de la crue élevée et de courte durée, qui correspond au passage des eaux torrentielles, vient une seconde crue beaucoup plus longue, qui correspond au passage des eaux tranquilles. »

On conçoit que suivant la durée des pluies, suivant la répartition des affluents de divers régimes dans un même bassin, suivant la longueur de ces affluents et l'importance de chacun d'eux, etc..., toutes les combinaisons de durée et de hauteur des crues soient possibles dans le cours d'eau principal. Tout dépend de la manière dont les crues, les unes tranquilles et les autres torrentielles, s'échelonnent ou se rejoignent, sur un point donné de ce cours d'eau principal.

« Il y a dans chaque grande vallée à versants imperméables un point où les crues cessent de s'accroître. C'est le point à l'aval duquel la crue du cours d'eau principal passe aux confluents sans rencontrer les crues des affluents, qui sont déjà écoulées. Ce point est d'autant plus éloigné de l'origine du fleuve que la région est plus montueuse, non seulement parce que les pluies y sont plus persistantes, mais encore parce qu'en raison de la plus grande déclivité des thalwegs, la crue torrentielle, dans un temps donné, a parcouru plus de chemin en pays de montagne qu'en pays plat... A égale étendue de versants, la partie torrentielle des grandes crues est donc beaucoup plus considérable dans les pays montueux que dans les pays plats (2). »

(1) BELGRAND. — *De la simultanéité des pluies qui produisent les crues des grands cours d'eau. Annuaire de la Société météorologique de France.*

(2) BELGRAND. — *La Seine. Études hydrologiques.*

Les eaux pluviales qui arrivent aux thalwegs par le ruissellement entraînent toujours des matières arrachées à la surface du sol, en proportion variable suivant la rapidité des pentes, la violence de la pluie et la nature du terrain. Ces eaux sont donc toujours plus ou moins troubles et limoneuses. La rivière qui les reçoit, et dans laquelle arrivent aussi les eaux des sources gonflées, entre en crue ; son volume augmente, et par suite sa vitesse augmente également, la pente restant la même (1). Sa puissance d'affouillement s'accroît et des érosions se produisent sur cette partie de la surface mouillée. Par conséquent, chaque fois qu'il y a crue, il y a déplacement de matériaux, les uns sous forme de limons en suspension dans l'eau, les autres sous forme de galets et de graviers entraînés, de dimensions variables, suivant la puissance de transport du liquide en mouvement.

Quand survient la décrue, la puissance de transport diminue avec la vitesse et le volume de l'eau ; les matériaux entraînés s'arrêtent, et en même temps l'eau redevient peu à peu limpide, le ruissellement ayant cessé de lui apporter des limons.

Ainsi, les crues et les décrues des rivières ont toujours un double effet d'érosion et d'alluvionnement, dont l'intensité est en rapport avec l'importance des variations de la rivière.

Dans les grandes rivières, les variations considérables sont rares, puisque les conditions nécessaires à la production des grandes crues ne se trouvent pas souvent réunies ; mais les petites variations sont presque continuelles, puisqu'elles résultent des alternatives de pluie et de beau temps sur chaque point du bassin. Donc le niveau oscille constamment, et par suite la vitesse varie et le remaniement des matériaux du lit est perpétuel. Ce remaniement s'opère suivant des lois d'autant plus intéressantes à connaître qu'elles donnent souvent la clef, comme on le verra plus loin, de bien des allures du modelé topographique.

Lois de l'érosion et de l'alluvionnement dans le lit des cours d'eau. — Les considérations qui suivent sont tirées de l'étude de Cunit sur les *Cours d'eau à fond mobile*, dont nous avons eu déjà l'occasion de parler, à propos de la forme hyperbolique du profil longitudinal (2).

La force accélératrice due à la gravité, dans le mouvement de l'eau courante, est combattue par la cohésion du liquide, les frottements sur les parois du lit et les résistances que les matières charriées opposent à leur

(1) Voir page 90.
(2) Voir page 279 et suite.

déplacement. Si la somme de ces résistances, ou forces retardatrices, dans une section quelconque d'un courant, est égale à la force accélératrice que la gravité imprime à la masse liquide au passage de cette section, la vitesse moyenne du courant ne change pas. Mais toutes les fois que cette égalité n'existe pas, il y a ralentissement ou accroissement de vitesse moyenne, produit par une force égale à la différence des forces accélératrice et retardatrice. En désignant par W cette différence, par G la force accélératrice due à la gravité, par F la force retardatrice due à la cohésion du liquide et aux frottements contre les parois, enfin par P la force retardatrice correspondant aux résistances opposées par les matières charriées, on a : $G - (F + P) = W$. W est nul si la vitesse moyenne reste constante ; il est négatif si la vitesse moyenne diminue, et positif si la vitesse moyenne augmente.

La discussion de cette très simple formule conduit aux propositions suivantes :

Pour que la masse des matières transportées soit un maximum dans une section donnée, il faut qu'il n'y ait pas accélération de la vitesse moyenne et que la vitesse du fond soit égale à la vitesse minimum capable de déplacer les plus gros matériaux en mouvement dans cette section.

En effet, la masse des matières transportées est d'autant plus considérable que la partie de la force accélératrice employée à leur déplacement est plus grande, et par conséquent son maximum correspond à celui de la force retardatrice P. La valeur de cette dernière est représentée par $P = G - (F + W)$ d'après la formule. La force accélératrice G étant supposée invariable, le maximum de P se produit quand F et W sont minimum. Or, le minimum de W serait zéro, si cette quantité n'était pas susceptible de devenir négative; mais comme elle peut le devenir, son minimum correspond au maximum de ralentissement. Ce maximum est donné par la plus petite vitesse capable de maintenir les matériaux en mouvement, car si le ralentissement augmentait au delà de cette limite il y aurait dépôt.

On conçoit très bien, d'ailleurs, que si il n'y avait pas ralentissement, ou si le ralentissement n'était pas arrivé à son maximum, c'est que la rivière pourrait déplacer une plus grande masse de matériaux et que, par conséquent, le maximum de transport ne serait pas atteint.

La forme de la section réalisant le maximum de transport doit remplir la double condition de satisfaire au débit du cours d'eau avec la vitesse minimum et de présenter en même temps le plus petit développement possible de périmètre mouillé, pour réduire la valeur du terme F.

Cette double condition ne peut être remplie que par un arc de cercle, qui

devient une demi-circonférence, si les berges peuvent se tenir à une inclinaison suffisamment raide, verticale même à la partie supérieure.

Lorsque le lit s'approfondit pour se rapprocher du profil d'équilibre, la section transversale en demi-cercle, partout où a lieu l'approfondissement, descend graduellement; la hauteur des berges verticales qui en résultent, abandonnées par le périmètre mouillé, augmente en conséquence. Ainsi se réalise le profil en U du lit des rivières, et, par analogie, celui du lit des glaciers.

La puissance de transport est, en somme, d'autant plus grande, que la forme de la section mouillée est plus voisine d'un arc de cercle; cette forme doit donc toujours tendre à se rapprocher de l'arc de cercle le plus possible, et les matériaux doivent tendre à se déposer toutes les fois que, pour une raison ou pour une autre, elle s'éloigne de l'arc de cercle.

Nous avons dit que dans les cours d'eau à fond mobile la masse des matières charriées au passage d'une section quelconque est *toujours un maximum* (1). En effet, si les matériaux qui tapissent le lit peuvent être déplacés et que le maximum de transport ne soit pas réalisé, le maximum de ralentissement ne le sera pas non plus, et l'eau conservera sur le fond la vitesse nécessaire pour affouiller jusqu'à ce que ces maximums soient atteints. Ainsi, la puissance de transport qui représente la force capable de déplacer le maximum de matières ayant pour expression $P = G - (F + W)$, si cette puissance de transport augmente, par suite de l'accroissement de la pente du profil en long sur un point donné, par exemple, la quantité des matières transportées jusque-là cesse d'être un maximum, et la rivière affouille pour rétablir ce maximum; le lit s'approfondit. Si, au contraire, la puissance de transport diminue sur une section, la quantité de matières venant de l'amont dépasse le maximum correspondant à la section considérée, et il y a dépôt sur le fond; la profondeur diminue. Donc les variations de la profondeur sont le résultat des changements qu'éprouve la puissance de transport.

A égalité de largeur, la puissance de transport est d'autant plus grande que la profondeur est moindre, car avec la profondeur moindre la section est plus petite et la même quantité d'eau est obligée de s'écouler plus rapidement. Or, à l'augmentation de vitesse correspond l'augmentation de puissance de transport. Du reste, il est évident que si la puissance de transport augmentait avec la profondeur, l'approfondissement du lit par érosion n'aurait pas de limite, la puissance d'affouillement allant toujours en augmentant.

(1) Voir page 89.

A profondeur égale, la puissance de transport croît ou décroît en sens inverse de la largeur, car la plus petite largeur est acquise à la section du plus petit périmètre mouillé ; les résistances dues au frottement y sont moindres. De plus, la même quantité d'eau s'étendant sur une plus grande largeur doit diminuer de vitesse, et par suite de puissance de transport.

Donc, si, toutes choses égales d'ailleurs, la section la plus large se trouve en aval de la section la plus étroite, il y aura nécessairement dépôt d'une partie des matières transportées jusque-là, c'est-à-dire exhaussement du lit.

Ainsi, tout élargissement tend à provoquer l'exhaussement du lit, et inversement tout rétrécissement doit amener l'affouillement du lit.

Influence exercée par les crues sur le déplacement des déjections. — En général, les déplacements de matériaux, qui se manifestent avec une intensité variable suivant les crues, cessent pendant les basses eaux. Le départ des matières composant le fond n'a lieu, à part quelques mouvements locaux, que quand la puissance de transport augmente avec la vitesse de l'eau. Dans les rivières, les matières en mouvement ne forment pas, comme dans les torrents, des masses imbibées d'eau que le courant pousse devant lui. Indépendamment des limons en suspension, ces matières sont en majeure partie des cailloux et des graviers plus ou moins gros qui cheminent sur le fond. On conçoit que si leur vitesse de translation était aussi grande que la vitesse d'écoulement de la crue, cette dernière, en partant du point où elle prend naissance, emporterait avec elle tous ses matériaux, le maximum de ce qu'elle peut transporter ; et le tout passerait sur les sections du lit en aval sans rien modifier à leur état antérieur. Mais les matières marchent beaucoup moins vite que l'eau. Il se produit donc le fait suivant :

Les premiers graviers déplacés se meuvent tant que la crue passe sur eux ; ils font ainsi un certain chemin, puis ils sont rattrapés par la décrue et ils s'arrêtent plus ou moins vite selon leur volume, tandis que la puissance de transport de la crue, débarrassée des résistances qu'ils opposaient, en met d'autres en mouvement, pris en aval des premiers qu'elle a déplacés. La même opération se répétant tout le long du lit, le fond se trouve soumis par la crue à un remaniement complet. Ce remaniement consiste en une régularisation générale du lit par la suppression des hauts-fonds et des bas-fonds. Les matières cheminent en effet d'une section à l'autre, en diminuant par des dépôts lorsque la puissance de transport diminue, en augmentant par des érosions locales quand cette puissance s'accroît.

A largeur égale, cas ordinaire des lits des grandes eaux, la puissance de transport augmente et affouille, comme on vient de le voir, dans les sections

les moins profondes, tandis qu'elle diminue et alluvionne dans les sections les plus profondes. D'où la régularisation, toujours en forme de courbe concave vers le ciel, déterminée par les mêmes conditions que les courbes des torrents, mais avec des ordonnées verticales comparativement très réduites. Il est bien entendu que cette régularisation ne peut se réaliser entièrement que si le fond est absolument mobile, de façon que la quantité de matériaux charriés soit toujours un maximum. S'il en est autrement, si la puissance de transport est insuffisante pour affouiller, le maximum n'est pas atteint, il y a excès de vitesse, et la régularisation est incomplète.

Le cheminement des graviers sur le fond a lieu par bancs, de la manière suivante : Si l'on considère un haut-fond tapissé de graviers et un bas-fond qui vient immédiatement en aval, l'eau entraîne d'abord les graviers du haut-fond et tend immédiatement à les déposer dès qu'elle passe au bas-fond. Par conséquent, une partie des graviers en mouvement s'arrêtent aussitôt que commence le bas-fond et prolongent en aval le banc de gravier. L'origine du bas-fond se trouve donc reportée au même instant un peu plus en aval. Le même fait se reproduit tant que dure la crue et que le bas-fond n'est pas comblé, *l'eau prenant successivement les éléments d'un même banc en amont pour les reporter en aval.*

Ainsi, le banc chemine sur le fond du lit. Son profil en long se termine à l'aval par un talus de raccordement à la pente naturelle des graviers entassés, ou un peu plus doux, à cause de l'influence exercée par le mouvement de l'eau. Quant au détail du mouvement des bancs de graviers, il présente *les mêmes particularités que le déplacement des dunes de sable sous l'influence du vent.* On peut facilement reproduire l'expérience suivante, dont le résultat s'observe d'ailleurs journellement dans les moindres ruisseaux :

« Dubuat, ayant garni le fond d'un canal en bois de gros sable, a remarqué qu'il était emporté *en tourbillons* quand la vitesse était de 0m,50 ; mais que lorsqu'elle dépassait seulement 0m,30, la superficie du sable se ridait souvent en petits sillons perpendiculaires au courant. Les grains de sable les franchissaient en roulant sur le talus d'amont et descendant de leur propre poids sur le talus d'aval (1). »

Ce mode de déplacement s'applique aux grains de toutes dimensions, quand la vitesse est assez grande pour les mettre en mouvement. Alors les bancs en totalité peuvent avancer ; c'est une question de vitesse.

Les gros blocs de grès et de meulière qu'on trouve dans les graviers de

(1) Minard. — *Cours de construction des ouvrages qui établissent la navigation des rivières*, 1841.

fond des anciens lits du bassin de la Seine ont été déplacés *par affouillement*, avec le sable et les cailloux. Lorsqu'un bloc un peu volumineux est déposé au fond d'une rivière à faible pente, il n'est jamais déplacé par l'eau, à moins que le lit lui-même ne soit affouillé. S'il y a affouillement, il est bien rare que le bloc ne soit pas entraîné dans le sens du courant, culbutant en avant sous l'effet de la *sous-pression* de bas en haut qui s'exerce sur la partie de sa base dégarnie par l'affouillement. Il est à remarquer que les lits ont toujours été violemment affouillés lorsque des blocs y ont voyagé pêle-mêle avec le gravier (1).

A la fin de chaque crue, les dépôts arrêtés dans chaque section varient avec les circonstances locales. Les irrégularités qui en résultent dans les quantités de matières transportées par les diverses sections des cours d'eau provoquent encore de nouveaux dépôts et de nouveaux affouillements, de façon que le *maximum* tende toujours à se réaliser. Ces effets se prolongent jusqu'au moment où l'abaissement des eaux est devenu tel que le mouvement des matériaux s'arrête sur tous les points.

Pendant la diminution des crues, et en raison même de la disposition transversale que prennent les bancs de dépôts, le courant se porte sur des points d'incidence différents de ceux qui se manifestent pendant les grandes eaux. Les parties de la section correspondant à la rive opposée à celle vers laquelle se dirige le courant ne contribuent presque pas au débit, et les eaux y atteignent promptement une vitesse trop faible pour maintenir en mouvement les matières transportées jusque-là. *Il y a donc accroissement de dépôt*, et l'écoulement s'opère sur une partie seulement de la section, comme s'il y avait rétrécissement. En conséquence, il doit se produire simultanément des érosions. Mais les matières déplacées par ces érosions, pendant les décrues, ne peuvent cheminer au delà du premier haut-fond d'aval ; elles s'y déposent et augmentent sa hauteur et son étendue vers l'amont.

Pendant les basses eaux, les parties supérieures ne fournissant plus de déjections, le fond du lit tend à se régler de proche en proche de manière à satisfaire aux nouvelles conditions de l'écoulement. Les matières successivement abandonnées se déposent sur les bords du courant, où la vitesse est moindre, dans les conditions les plus propres à réaliser le profil transversal le plus stable, le plus favorable à l'écoulement régulier, c'est-à-dire le profil en arc de cercle pour les parties droites, où les conditions sont symétriques sur les deux bords.

Si la pente générale du cours d'eau n'est pas trop considérable, le lit des

(1) Belgrand. — *La Seine aux âges antéhistoriques.*

basses eaux peut s'établir sur le développement même du lit principal. Si, au contraire, cette pente dépasse la limite convenable pour l'écoulement régulier du courant après les crues, comme cela arrive dans tous les cours d'eau dont les pentes, suffisantes pour assurer l'écoulement des eaux chargées de déjections, sont nécessairement trop fortes pour l'écoulement régulier de leurs eaux basses, celles-ci y prendront une vitesse accélérée, qui provoquera des érosions, puis des dépôts dans les sections inférieures voisines. Mais ces érosions, s'exerçant irrégulièrement suivant les résistances accidentelles du lit et la direction des eaux modifiée par les dépôts transversaux, se manifesteront soit à droite, soit à gauche, et porteront ainsi d'abord le courant sur l'une des rives, en un point quelconque où se formera une incidence prononcée. Au-dessous de ce point, les affouillements ne pouvant s'étendre au delà de la berge supposée trop résistante, les érosions nouvelles ne trouveront des circonstances favorables à leur développement que sur la rive opposée ; elles y rejetteront donc le courant jusqu'à la rencontre de la berge, *de sorte que, par suite d'incidences successives, le chenal des basses eaux sera nécessairement et alternativement porté d'une berge à l'autre* (1).

Dans les cours d'eau dont les crues s'étendent sur un lit beaucoup plus large qu'il n'est nécessaire pour l'écoulement des basses eaux, ces incidences successives donnent lieu à une augmentation notable de développement, c'est-à-dire à une diminution de pente très sensible, qui, se combinant avec l'effet des chutes partielles, conduit, *par le moindre travail possible*, à la réalisation des conditions propres à l'écoulement régulier et permanent des eaux basses.

Les incidences seront surtout multipliées dans les parties du lit de largeur uniforme et rectilignes, où les conditions propres à la formation de biefs séparés par des barres ou chutes ne seront pas réalisées.

« L'expérience prouve l'exactitude de ces déductions, et l'on peut tous les jours observer entre les digues de l'Arc, de l'Isère et du Drac, dans leurs parties rectilignes surtout, les incidences multipliées qui reportent le courant des basses eaux alternativement d'une rive à l'autre, *avec une régularité frappante et l'on pourrait dire quelquefois mathématique* (1). »

Nous verrons plus loin quels arguments nous fournissent ces remarquables études hydrologiques de Cunit et de Belgrand pour la discussion des formes topographiques des vallées ; mais avant d'aborder ce sujet, il nous faut aussi résumer la théorie des tourbillons, sur laquelle des études récentes ont rappelé l'attention.

(1) CUNIT. — *Études sur les cours d'eau à fond mobile.*

Rôle des tourbillons dans l'érosion et l'alluvionnement. — MM. de La Noë et de Margerie reconnaissent à l'action *de l'eau seule* la force suffisante pour creuser un lit dans des terrains meubles; mais ils sont d'avis que lorsqu'il s'agit de terrains présentant plus de cohésion, et surtout lorsque le lit est creusé dans la roche dure, l'eau seule est impuissante à obtenir ce résultat, et qu'elle a besoin pour y arriver d'emprunter l'aide des matériaux durs qu'elle transporte en fragments.

Il n'y a là, semble-t-il, qu'une question de temps et de proportions; les matériaux charriés jouent sans nul doute dans l'érosion un rôle important, surtout dans les courants violents; mais l'action de l'eau seule n'en est pas moins réelle, avec une activité beaucoup moindre.

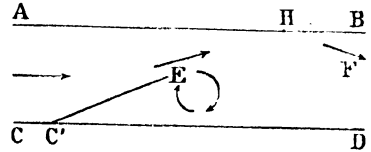
En dehors des chocs irréguliers, fortuits, sur un point ou sur un autre, par les matériaux en mouvement qui heurtent les parois du lit, on a fait intervenir, comme mécanisme très efficace de l'érosion, le creusement des *marmites de géants* par des pierres auxquelles le courant imprime un mouvement giratoire. On donne de ces actions appliquées au creusement des lits divers exemples; en particulier celui qu'offrent les lits du Rhône et de la Valserine à leur confluent et dans le voisinage; celui du Colorado; celui de la Sarine à Fribourg, etc.

Une note de M. P. Girardin (1), dans les *Annales de Géographie*, a rendu compte des observations faites par M. Brunhes sur l'action des *tourbillons* qui conduisent à la formation des *marmites*. De ces observations, il résulte que l'outil employé au creusement par l'eau n'est pas le galet, le bloc que l'on trouve dans certaines de ces cavités, mais bien le sable, et que ce sable est d'autant plus actif qu'il est plus fin. Le bloc de pierre, quand il se rencontre, ne ferait au contraire que gêner le travail et l'interrompre. L'étude de M. Brunhes porte sur le creusement des seuils, et donne comme exemple la cataracte d'Assouan, où l'érosion sous forme de tourbillons est très nette et où les marmites, ou restes visibles de marmites, se montrent, paraît-il, par milliers. Elle porte aussi sur l'approfondissement des gorges, dans les Alpes Suisses, où les marmites et traces de marmites sont également très visibles en grande quantité dans les roches dures.

L'action des tourbillons, comme mécanisme de détail de l'érosion et aussi de l'alluvionnement, avait été définie dans les diverses études hydrologiques dont nous avons déjà donné des résumés et notamment dans celles de Belgrand. On trouve une intéressante note sur ce sujet dans le grand ouvrage

(1) P. Girardin. — *Eaux courantes et tourbillons*, d'après M. J. Brunhes. *Annales de Géographie*, 1903, n° 64.

de l'éminent ingénieur, *la Seine aux âges antéhistoriques.* Cette note débute par rappeler l'expérience de Venturi sur le tourbillonnement dans les courants d'eau :

Supposons un canal dont les parois sont figurés en plan par A B et C D. Contre l'une de ces parois existe un obstacle transversal C′ E, qui s'avance obliquement à une certaine distance vers le milieu. Le courant suit le sens indiqué par la flèche.

L'eau contenue derrière l'obstacle C′E ne peut, en raison de cet obstacle, être poussée directement par le courant. Elle paraît donc devoir rester immobile, tandis que le courant glisse de C′ en E sur l'obstacle. Mais à partir du point E, il y a une certaine adhérence entre les molécules d'eau en mouvement et les molécules voisines au repos. Par suite, l'eau comprise dans l'angle, derrière l'obstacle, est entraînée de proche en proche dans le sens du courant, et l'angle entre l'obstacle et la rive tend à se vider. Mais, en même temps, l'eau en aval de cet angle tend à conserver partout son niveau, et par conséquent à remplir l'angle que l'entraînement du courant doit vider. Il en résulte un double mouvement, dans le sens du courant aux abords du point E, et en sens inverse le long du bord du canal. L'eau qui effectue ce dernier mouvement, remontant vers le sommet de l'angle, se trouve ensuite entraînée vers le point E, tandis que celle qui est arrivée près de ce point est sollicitée dans le sens rétrograde par le remous. Le résultat final est un mouvement giratoire dans l'angle.

Ce n'est pas tout : le courant dévié de sa direction normale par l'obstacle C′E est rejeté contre le bord opposé, qu'il vient rencontrer en un point H. Il est ensuite réfléchi suivant une direction H F (1), et le tourbil-

(1) En rapportant cette expérience, nous faisons toutes réserves sur le terme de *courant réfléchi.* Il ne peut y avoir *réflexion* que si la rive A B est élastique, car l'eau elle-même ne possède pratiquement aucune élasticité, puisque sa très faible compressibilité ne peut être mise en évidence que par des expériences de précision. Un jet de pompe violent qui tombe obliquement sur une muraille ne se réfléchit pas ; il s'écrase. A plus forte raison un courant d'eau de vitesse beaucoup moindre ne rebondit pas contre une rive. Mais, comme nous le verrons plus loin, l'attaque de la rive peut produire des changements de direction du courant, qui conduisent au même résultat qu'une réflexion. Lorsqu'il n'y a pas affouillement de la rive par le courant, ce qui est le cas de l'expérience en question, le changement de direction semble dû à une action complexe qui paraît avoir été peu étudiée jusqu'ici. Il ne nous appartient pas d'examiner ce sujet. Peut-être y a-t-il là un phénomène analogue à celui du ricochet d'une pierre plate sur l'eau, ricochet qui ne peut être attribué ni à l'élasticité de la pierre, ni à celle de l'eau.

lonnement formé par l'obstacle CD se manifeste de nouveau et pour les mêmes raisons quelque part en aval dans l'angle BHF, la direction HF du courant y produisant le même effet, bien qu'il n'y existe pas d'obstacle matériel.

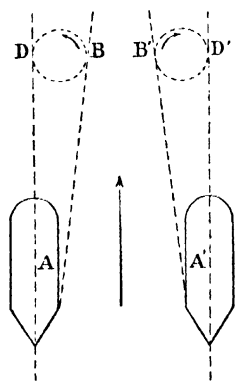
On verrait de même que quand un élargissement subit du lit succède à une partie étranglée, le courant qui sort avec vitesse de cette section étroite tend à entraîner les molécules liquides qui se trouvent à droite et à gauche dans l'élargissement, et qu'il s'y établit également des remous et des tournoiements, toujours pour le même motif.

Lorsque deux courants de vitesse inégale se rencontrent obliquement au milieu d'une rivière, le courant le plus rapide produit de même des tournoiements sur le courant le moins rapide.

La perte de force vive causée par les tournoiements est importante, c'est une cause de ralentissement du courant à ajouter aux frottements. Les tourbillons se produisent partout, et il n'y a pas de raison pour qu'ils soient toujours à axe vertical, comme on le suppose implicitement pour ceux dont il vient d'être question. On les trouve dans les dilatations du lit et dans les creux du fond. Les inégalités du bord, les coudes, les courants qui se croisent, les filets aqueux de vitesses différentes qui se rencontrent, sont autant de causes de leur production. Ainsi, une bonne partie de la vitesse du courant est employée à rétablir un équilibre de mouvement qu'elle-même dérange continuellement.

La communication du mouvement se fait dans l'air comme dans l'eau; le fait du tourbillonnement n'est pas spécial aux rivières; il se manifeste dans tous les fluides qui se déplacent.

Tout ceci est développé dans les propositions de Venturi.

Belgrand attire l'attention sur le fait, toujours facile à constater, des tourbillons qui se produisent en temps de crue dans toute rivière, en aval des ponts et à l'aplomb des piles :

Soient A et A', deux piles de pont; le courant suit le sens de la flèche. Il s'écoule avec rapidité au milieu de l'arche, tandis que l'eau est relativement tranquille à l'abri des piles. On remarquera que la rapidité du courant est limitée à droite et à gauche, à partir des piles, par deux lignes convergentes, le long desquelles s'effectue l'entraînement par l'adhérence des molécules d'eau placées derrière les piles. Le mouve-

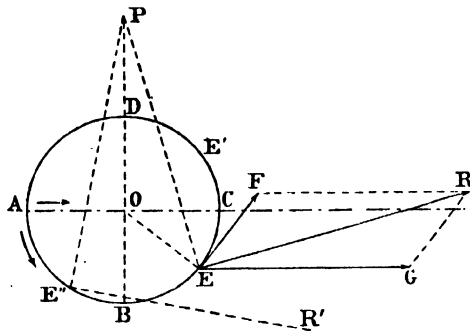
ment tournant s'établit donc dans les eaux tranquilles, de chaque côté du courant rapide. A droite, l'eau tourne dans le sens des aiguilles d'une montre ; à gauche, elle tourne en sens inverse. Dans les deux tourbillons BD et B′ D′, l'eau étant animée d'une grande vitesse en B et B′ et relativement calme en D et D′, le frottement latéral développe en ces derniers points une force opposée au courant. Si l'on décompose la force qui agit en B et B′ en deux parties, dont l'une est égale à celle développée par le frottement en D et D′, on a, à droite et à gauche, des couples qui déterminent le mouvement tournant. L'excès de vitesse qui existe aux points B et B′ fait descendre le tourbillon vers l'aval, avec une rapidité d'autant plus grande que ce tourbillon se forme plus près des piles. Le diamètre du tourbillon est, au contraire, d'autant plus grand qu'il est plus éloigné des piles.

Nous reproduisons en note la démonstration géométrique donnée par Belgrand pour préciser les conditions du mouvement dans les tourbillons (1).

(1) « Soit A C la direction du courant. Chaque point du cercle A B C D est animé de deux vitesses, l'une parallèle à la direction A C du courant, l'autre dirigée suivant la tangente à la circonférence du cercle dont ce point fait partie, qui détermine le mouvement tournant. Considérons par exemple le point E, pris sur la circonférence A B C D. Prenons pour représenter la vitesse tangentielle une ligne E F égale au rayon O E, et pour la vitesse de transport une ligne proportionnelle E G, parallèle à A C. Déterminons la direction et la grandeur de la résultante E R; nous reconnaîtrons immédiatement l'exactitude des propositions suivantes :

» 1° La perpendiculaire sur cette résultante élevée au point E, coupe en un point P le diamètre D B, perpendiculaire à la direction du courant. Les deux triangles E O P, E F R sont égaux comme ayant leurs côtés perpendiculaires et les côtés O E et E F égaux; par conséquent la ligne P E est égale à la résultante E R. Les deux côtés E F et F R du triangle étant constants quelque soit le point de la circonférence que l'on considère, la longueur O P est elle-même constante. C'est-à-dire que les perpendiculaires élevées en un point quelconque de la circonférence sur la direction des résultantes passent toutes par le point P.

» 2° Dès que le point P est connu, on a un moyen très simple de déterminer les résultantes en grandeur et en direction : la ligne P E″ sera égale à la résultante au point E″ et la direction de cette résultante sera E″ R′, perpendiculaire à P E″.

» 3° Il résulte de là que si l'on considère deux points E et E′ placés symétriquement sur les deux demi-circonférences A B C et A D C, la résultante est plus petite au point E′ situé sur la demi-circonférence de gauche qu'au point E situé sur la demi-circonférence de droite. La vitesse maximum se trouve à l'extrémité B du diamètre D B perpendiculaire à la direction du courant. Elle est égale à la somme P B des vitesses E F, E G. La vitesse minimum existe à l'autre extrémité D du même diamètre, elle est égale à la différence P D de ces deux vitesses.

Il s'agit d'un tourbillon entraîné par un courant et se produisant à gauche de ce courant. Une fois le mouvement de rotation déterminé, sur le bord droit du tourbillon, qui est en contact avec le courant, la vitesse de translation et la vitesse de rotation s'additionnent, tandis que sur le bord opposé ces vitesses se retranchent l'une de l'autre.

Au point de vue de l'alluvionnement, les conséquences sont les suivantes : Si des graviers déplacés par le courant pénètrent dans un tourbillon, ils continuent à être entraînés tant qu'ils sont sur le bord rapide, mais ils tendent à tomber au fond de l'eau quand ils sont sur le bord tranquille, surtout au point où la vitesse est minimum. Ainsi l'alluvionnement se produit du côté du bord tranquille, et comme les tourbillons existent presque partout et que le transport de l'eau suivant des lignes droites parallèles aux rives est presque une exception, c'est par ce procédé que les graviers quittent généralement la partie rapide du courant pour alluvionner sur les bords. Dans le lit d'une rivière, le bord rapide des tourbillons est toujours où passe le courant, c'est-à-dire très généralement vers le large, et leur bord tranquille vers les rives.

Le lit d'une rivière est trop large, si dans les grandes crues la vitesse de l'eau dans les tourbillons, sur le bord opposé au courant, est insuffisante pour maintenir en mouvement les matières charriées. Alors il y a dépôt vers les berges. La rivière travaille à rétrécir son lit jusqu'à ce qu'il n'ait plus que les dimensions nécessaires, et comme la vitesse des tourbillons sur le bord opposé au courant diminue au fur et à mesure que le lit se remplit, l'alluvion déposée devient de plus en plus fine; à la partie supérieure ce n'est plus que du limon.

Telle est, en ce qui concerne le rôle des tourbillons dans l'alluvionnement, la théorie de Belgrand, que nous avons cité presque textuellement. Il n'est

» 4° La direction de la vitesse d'un point qui se transporte de A en C sur la demi-circonférence de droite change en suivant la marche inverse de celle de l'aiguille d'une pendule; elle se déplace dans le même sens que cette aiguille, lorsque le point circule sur la demi-circonférence de gauche.

» 5° Un point quelconque pris sur un rayon dans l'intérieur du cercle est animé d'une vitesse moindre que celle du point situé à l'extrémité du même rayon sur la circonférence A B C D, et par conséquent il y a une diminution de pression dans l'intérieur du cercle; la surface du cercle se déprime en entonnoir et tous les corps entraînés par le tourbillon tendent à s'y précipiter. Il y a au contraire intumescence lorsque le mouvement tournant cesse pour une raison quelconque.

» 6° La demi-circonférence A B C, de droite, est le *bord dangereux* des bourrasques atmosphériques et des cyclones; la demi-circonférence de gauche, le *bord maniable.* Dans les courants d'eau, la première peut prendre le nom de bord rapide et la seconde celui de bord tranquille. »

(Belgrand. — *La Seine aux âges antéhistoriques.*)

pas à notre connaissance qu'il ait été rien produit depuis qui justifie les faits d'une façon plus lumineuse.

M. Brunhes ne présente les tourbillons que comme des agents d'érosion. Il est clair, cependant, qu'il n'existe pas deux espèces de tourbillons, les uns ayant pour mission de *remplir* et les autres de *creuser*. Aussi Belgrand complète-t-il sa proposition comme il suit :

Si la vitesse sur le bord tranquille du tourbillon est trop grande, c'est que le lit n'est pas assez large, et le tourbillon au lieu de déposer enlève des matériaux. Il y a érosion.

En somme, la formule générale de Cunit $G - (F + P) = W$ s'applique aux tourbillons comme aux courants directs. Si $W = 0$, l'effet est nul; si W est positif, il y a creusement; s'il est négatif, il y a alluvionnement.

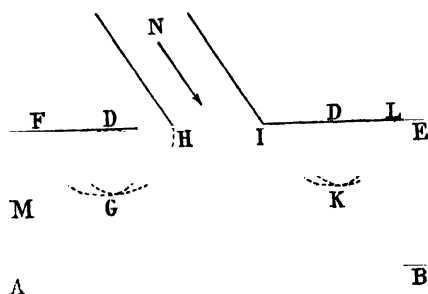
La puissance d'alluvionnement des tourbillons est plus grande que celle du courant direct, parce que, quelle que soit la vitesse du courant direct sur les bords, où l'alluvionnement se produit, lorsqu'il y a tourbillon cette vitesse est diminuée de la vitesse de rotation du tourbillon, qui est dirigée en sens inverse, et par conséquent le dépôt des matières transportées s'opère plus complètement.

La puissance d'érosion du tourbillon peut être aussi plus grande que celle du courant direct, parce que lorsqu'un tourbillon se trouve déterminé par des conditions locales des berges ou du fond, il se reproduit indéfiniment au même endroit tant que ces conditions locales subsistent, et le courant qui agit sur lui tangentiellement tend à accélérer le mouvement de rotation, *un peu à la manière d'un fouet actionnant une toupie*. L'accélération n'est limitée que par l'accroissement des résistances correspondantes; résistance de la paroi dans la *marmite* qui se creuse, et résistance due à l'adhérence des molécules d'eau du courant avec celles de la masse mise en mouvement dans le tourbillon. C'est pour cette raison que les marmites se rencontrent principalement dans les parois rocheuses, où les circonstances locales amenant les tourbillons ont une durée assurée par la résistance de la roche aux effets du courant direct, et en particulier dans les cataractes et les défilés étroits où la vitesse et la puissance d'érosion du courant direct atteignent leur maximum. L'érosion sous la forme de marmites qui se rejoignent devient alors incomparablement plus active que l'érosion concomitante par le courant direct.

Si les parois érodées sont tendres, les tourbillons et par suite les marmites s'y installent encore plus facilement, *mais ne s'y conservent pas*. Les traces des marmites, à force de se recouper, se détruisent.

En tout état de cause, ce travail d'érosion dans les gorges étroites, qu'il

soit obtenu simplement par le courant ou par l'intervention des tourbillons, n'infirme en rien le rôle éventuel des fissures, diaclases, lithoclases, au point de vue de leur influence directrice. C'est une réserve qu'il semble utile de rappeler, pour éviter tout malentendu.

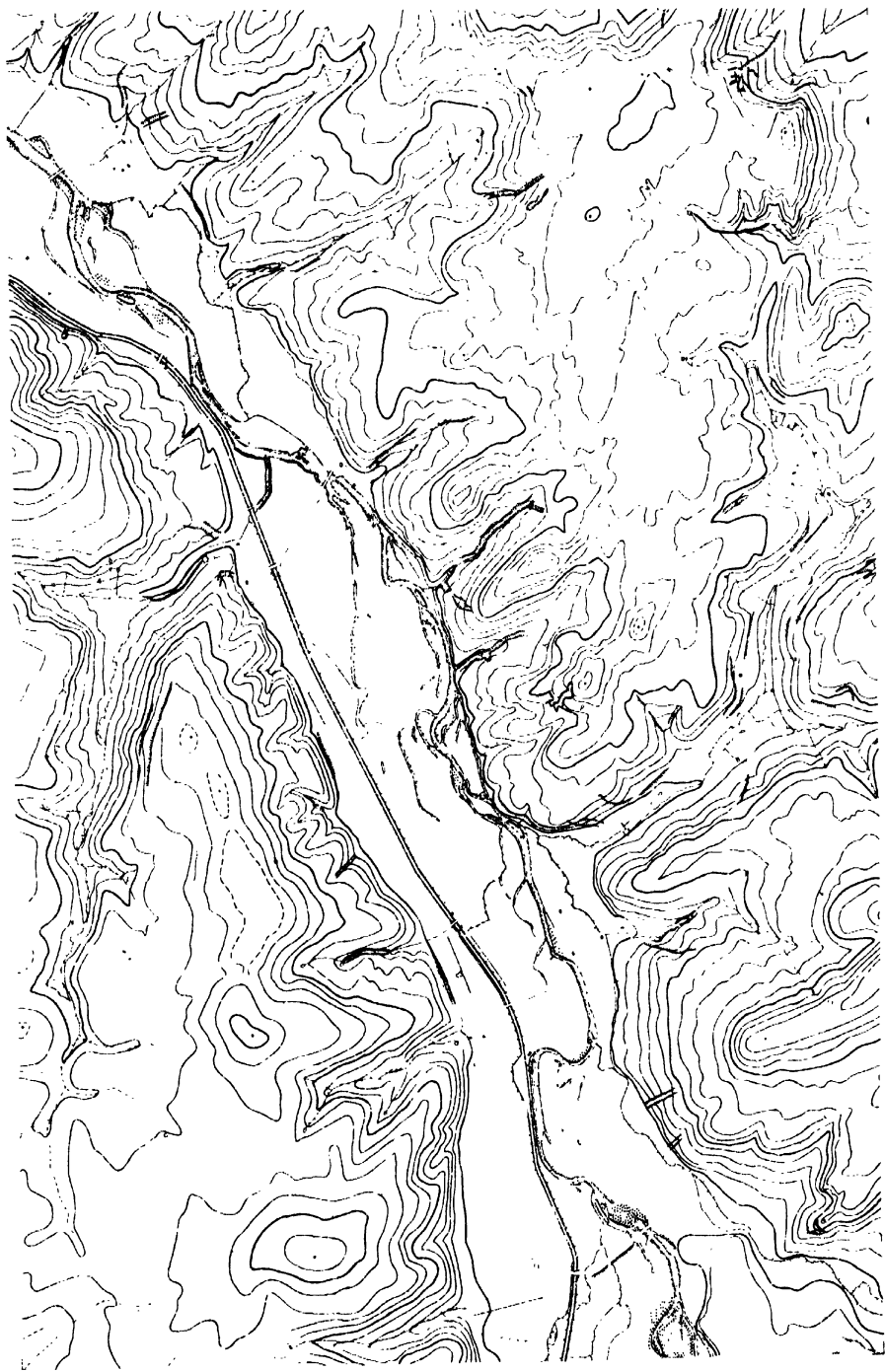
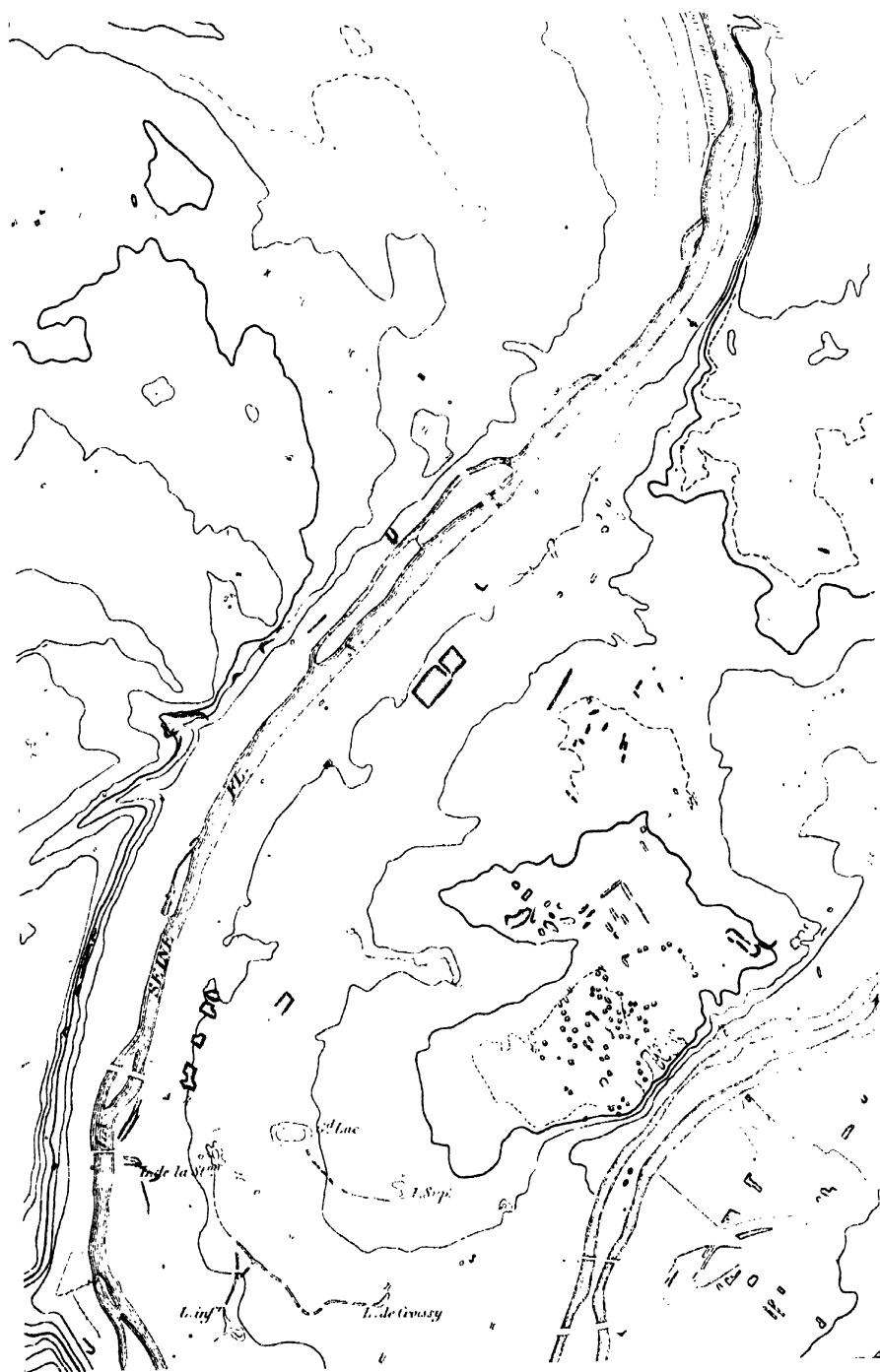
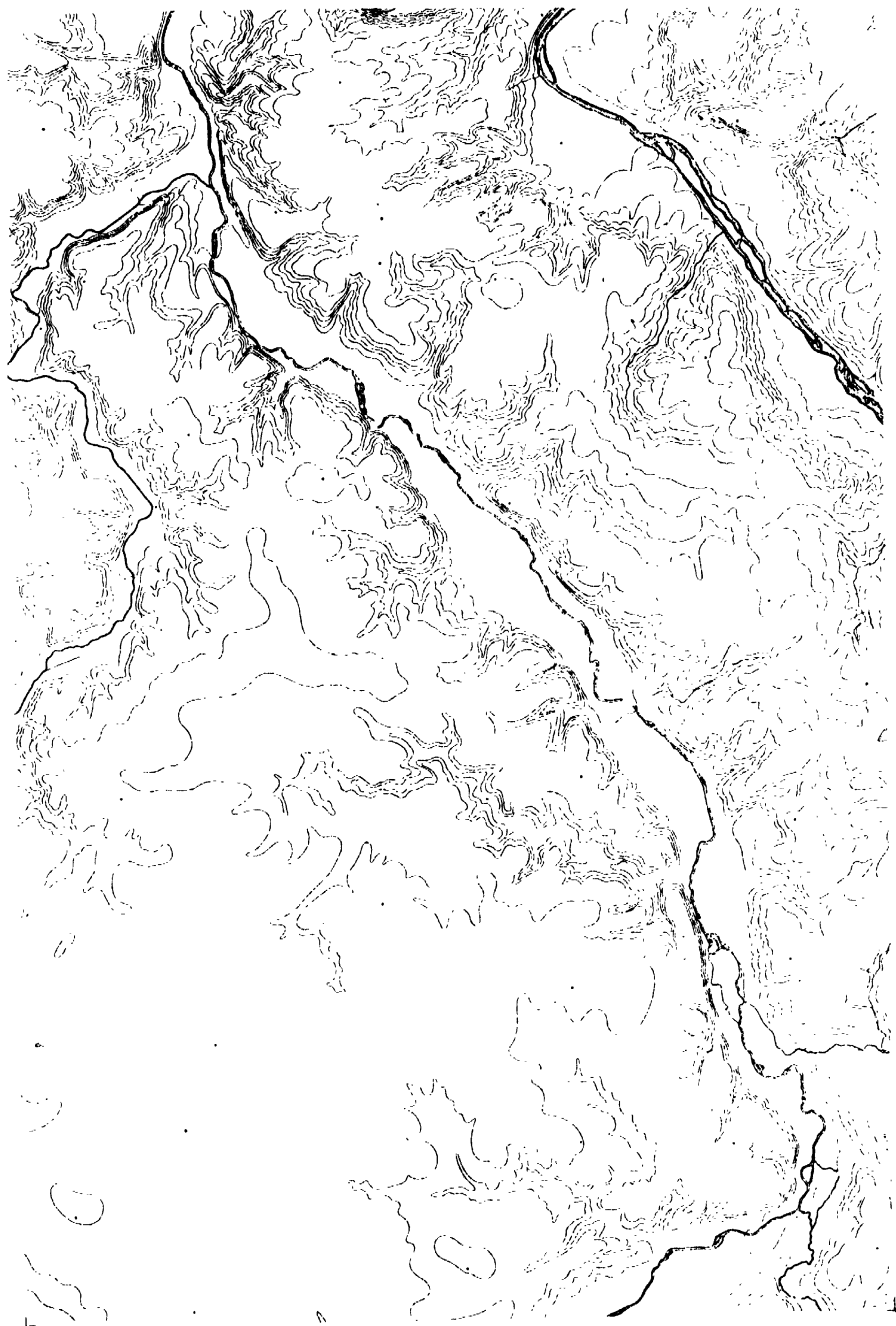
Confluents. — Lorsqu'une rivière N débouche dans une autre rivière M, et que la force du courant de la rivière N est assez grande pour repousser la masse d'eau principale vers la rive opposée, AB, l'eau reste relativement calme en amont et en aval du confluent, en FGH et IKL. Il s'y établit des tourbillons dont le bord tranquille D est tourné vers la rive CE et par suite il s'y constitue des dépôts d'alluvions, même quand la vitesse des deux cours d'eau est très grande. L'alluvion d'amont provient toujours du cours d'eau M et l'alluvion d'aval des deux cours d'eau réunis, quelquefois surtout du cours d'eau N. Si au contraire le cours d'eau N est relativement plus faible et le cours d'eau M considérable, l'eau de l'affluent est refoulée vers l'amont surtout en temps de crue, et la vitesse y devient presque nulle ; les tourbillons y pénètrent comme dans une anse, et le débouché se tapisse d'alluvions provenant des deux rivières. L'affluent se fraye, en basses eaux, un lit à travers ces alluvions (1).

Suivant les forces relatives des deux courants, suivant aussi le régime des deux rivières et les quantités d'alluvions que chacune d'elles apporte au confluent, la forme de ce confluent peut se modifier peu à peu. Ainsi les alluvions déposées en FGH, provenant du cours d'eau M, peuvent être beaucoup plus abondantes que celles du dépôt IKL, et s'avancer vers l'aval, rétrécissant le débouché du cours d'eau N. Si le confluent a lieu dans un fond de vallée alluvial, un fond rempli à la suite d'un régime antérieur de hauts niveaux, le cours d'eau N, gêné par l'extension du dépôt FGH, au lieu de déposer lui-même en IKL, et rejeté vers le point I, attaquera sur ce point sa berge d'alluvions anciennes. Le confluent se déplacera vers l'aval, les deux cours d'eau s'abordant sous un angle de plus en plus aigu. Il pourra même arriver que l'affluent N devienne sur un assez long parcours paral-

(1) Belgrand. — *La Seine aux âges antéhistoriques.*

Échelle du 50.000e

Échelle du 20.000ᵉ

Échelle du 50.000e

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000e

lèle à la rivière principale M. De Lapparent cite comme exemple de ce fait l'Ill, « qui toujours rejeté au Nord, en est arrivé à couler, sur une grande longueur dans la plaine alsacienne, parallèlement au Rhin (1) ». Ce rejet du confluent très loin vers l'aval se produit surtout quand la rivière principale a des crues limoneuses abondantes inondant le fond de la vallée, qui tend alors à prendre une forme convexe; l'affluent est repoussé par ce dépôt convexe d'alluvions, et son cours tend à se rapprocher du pied du versant de la vallée, comme celui des *fausses rivières* dont il sera question plus loin.

Lorsque le contraire arrive, c'est-à-dire lorsque l'affluent N prend le dessus et apporte la plus grande masse de matières, c'est le courant de la rivière principale qui est rejeté du côté opposé. Le dépôt IKL se développe, et la berge AB est attaquée à quelque distance au-dessous du confluent.

Dans le cas où l'affluent N est un torrent qui tombe perpendiculairement dans le cours d'eau M, le cône de déjection de ce torrent barre la rivière qui est violemment repoussée sur la rive opposée, laquelle subit une forte érosion et se découpe à pic. Nous en avons vu des exemples dans les torrents des Alpes (2). D'une façon générale on peut dire que l'allure affectée par les rivières aux confluents, par rapport au tracé de ces rivières en amont des confluents, donne des indications assez précises de leur régime et de la puissance relative de leurs courants.

Hauts niveaux des rivières. — Dans les considérations d'ensemble relatives à l'érosion générale, nous avons exposé les raisons qui conduisent à reconnaître que les rivières actuelles ont été précédées, à une époque *géologiquement* peu ancienne, par de grands cours d'eau qui remplissaient les fonds des vallées. C'est Belgrand, nous l'avons dit, qui le premier a introduit cette notion, et il a démontré qu'il suffisait d'une combinaison de pluies permettant aux crues de se rattraper, au lieu de s'échelonner dans les cours d'eau principaux, pour que les hauts niveaux se réalisent (3). Ce fait est très important au point de vue des formes topographiques des régions moyennes, et en particulier des grandes vallées, car en rétablissant par la pensée les rivières des hauts niveaux, en partant de cette idée que les *versants* actuels des vallées ne sont très souvent autre chose que les *berges* correspondant à ces rivières, et en appliquant alors à la topographie des vallées le modelé qui résulte du mécanisme de l'érosion et de l'alluvionnement

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

(2) Voir les exemples Nos **87, 89** et **110**.

(3) Voir pages 80 à 83 et pages 342 à 345.

dans *le lit* des cours d'eau, on peut discuter cette topographie et en apercevoir les véritables raisons.

La constatation du développement des anciens grands cours d'eau comporte plus de précision qu'il ne paraîtrait possible au premier examen. Il ne s'agit pas seulement de rivières *vaguement* larges et profondes, roulant un volume d'eau indéterminé, nécessaires pour justifier d'énormes érosions. De Lapparent dit, en citant les travaux de Belgrand, à propos des marais tourbeux de la Vanne : « La rivière commençait à n'être plus qu'un filet d'eau large de 11 mètres, et débitant à peine 20 mètres cubes par seconde, elle qui naguère avait roulé du gravier dans ses crues sur toute la largeur d'un lit de 160 mètres. » En beaucoup d'endroits, en effet, surtout quand les lits ont été creusés dans des roches assez fermes, la largeur en est restée visible. Le lit demeure vigoureusement imprimé, sans aucun doute possible, dans le relief actuel. On le reconnaît à la continuité en plan du dessin des berges devenues ce qu'on appelle des *versants debout*, et à l'uniformité de leur profil; à la largeur constante que garde le fond tant que la vallée est creusée dans le même terrain. Elle semble engendrée par un déplacement parallèle le long de l'axe, d'un profil en travers invariable, sorte de *gabarit* ou de *calibre*, imposé par les conditions précises de l'érosion d'un courant d'eau agissant en même temps sur tout le périmètre de ce profil. Cette régularité frappante fait écarter toute hypothèse de creusement par un cours d'eau important aussi, mais de moindre volume, ne remplissant pas tout le fond; car on ne peut imaginer par quel mécanisme ce cours d'eau aurait obtenu une pareille régularité de profil et une pareille continuité de ligne des berges, en se déplaçant pour attaquer tantôt une rive, tantôt l'autre.

Nous ne prétendons pas, cependant, que les déplacements latéraux du lit d'une rivière dans sa vallée, les *divagations* du cours ne se produisent pas. Ces déplacements se justifient très bien, au contraire, dans maintes circonstances dont nous parlerons, et ils peuvent élargir la vallée, mais ils ne paraissent pas susceptibles de réaliser le creusement en canal régulier dont il est question pour le moment.

Malgré le travail des eaux pluviales qui n'a cessé d'en effacer les traces depuis la période des hauts niveaux, le caractère topographique des anciens lits majeurs est resté assez marqué pour qu'on n'éprouve à en donner des exemples que l'embarras du choix. Cependant, les accidents topographiques dont il s'agit exigent, pour être bien constatés, l'examen de terrains souvent très étendus, et pour cette raison ils ne ressortent pas toujours d'une façon très évidente sur les documents à grande échelle.

Nous prendrons nos exemples dans les réductions des levés au 50.000e, où

les faits apparaissent mieux sans dépasser les dimensions que nous pouvons donner à nos extraits; et même sur la carte au 200.000e, bien que beaucoup de traits caractéristiques y échappent à cause de l'écartement trop grand des sections horizontales. Il nous suffira, d'ailleurs, d'un petit nombre d'exemples, car nous aurons, en outre, souvent l'occasion de signaler en passant la disposition des versants et des berges en traitant d'autres questions.

Le **N° 125** donne un extrait de la feuille de Bayon, de la nouvelle carte de France au 50.000e. Il représente une partie de la vallée de la Moselle, immédiatement en aval de Bayon. L'ancien *lit* devenu *vallée* a environ 1 kilomètre de largeur, et la continuité des berges, devenues versants, n'est presque pas troublée par les interruptions des ravins et des ruisseaux, qui la coupent perpendiculairement. Le **N° 126** montre un fragment du versant gauche à l'échelle du 20.000e. Le terrain traversé par la Moselle se compose de couches de marnes, d'argiles, de dolomies et de grès, assez résistantes, en stratification concordante et dont le plongement est à très peu près parallèle à la surface générale topographique.

Le **N° 127** montre très nettement marquées les anciennes berges de la Seine.

La continuité de la berge est bien visible sur le versant de la rive gauche, entre Saint-Germain et Maisons-Laffitte, ainsi que sur le versant de la rive droite en aval de Sartrouville. Les deux directions de ces berges sont parallèles, et si le travail de l'érosion pluviale ne permet plus de retrouver leurs prolongements, si elles s'effacent dans les saillants des boucles de Chatou et de la forêt de Saint-Germain, il n'en est pas moins vrai qu'on rétablit facilement, à l'aide de ce qui subsiste encore, la largeur de l'ancien lit d'environ 1.200 mètres à cet endroit.

Le **N° 128** représente une partie de la vallée de l'Eure entre Dreux et Louviers. Cette vallée est entièrement creusée dans les diverses assises calcaires du terrain crétacé, dont le plongement coïncide à peu de chose près avec l'inclinaison de la surface.

Les traces des anciens lits majeurs seraient certainement beaucoup moins franches si le passage du régime des hauts niveaux au régime actuel s'était effectué graduellement. Mais il s'est accompli sans transition des conditions primitives, sinon tout à fait aux conditions d'aujourd'hui, du moins à des conditions très analogues. Si le changement avait été progressif, les cours d'eau, en diminuant de volume et de vitesse auraient remblayé les parties trop larges de leur lit par le mécanisme d'alluvionnement que nous avons exposé. Le lit majeur exigé par les crues des anciens cours d'eau, qui roulaient de gros galets, aurait été comblé par des matériaux diminuant de poids et de volume, jusqu'au limon, tandis qu'il a été asséché très vite, laissant à découvert le fond de galets et de graviers, lequel n'a été revêtu que plus tard par des formations tourbeuses. Si le climat pluvieux qui correspondait aux grands cours d'eau s'était modifié seulement petit à petit, les berges laissées à sec auraient eu à subir de puissantes érosions pluviales, tendant à les adoucir et à les faire disparaître au fur et à mesure de leur

abandon par l'érosion transversale des cours d'eau, et les empreintes de ces cours d'eau ne se seraient pas conservées jusqu'à l'époque actuelle parfois avec tant de fraîcheur. Nous devons donc reconnaître qu'il s'est produit un changement de régime rapide, sinon brusque. Mais nous verrons qu'avant ce changement il s'en était déjà produit un autre dans le même sens, c'est-à-dire qu'avant le régime des grands cours d'eau il a existé un régime de pluies et d'érosions encore plus énergiques, dont on retrouve aussi les traces dans les formes topographiques, mais naturellement avec moins de certitude, parce qu'elles sont arrivées à un degré beaucoup plus avancé d'effacement.

PROFIL EN TRAVERS DES VALLÉES

Pour rechercher comment les règles générales de l'érosion et de l'alluvionnement s'appliquent au creusement des vallées d'érosion et au modelé topographique de ces vallées, nous ferons d'abord abstraction de la constitution géologique du terrain et nous admettrons, puisqu'il s'agit des *régions moyennes*, qu'il n'a été soumis à aucune dislocation assez marquée pour jouer un rôle prépondérant dans la répartition des lignes hydrographiques et la détermination du relief.

Si la pente du grand versant que constitue ce terrain et que nous supposons homogène est assez rapide, le sol peu perméable ou dépourvu de végétation et les pluies abondantes, les conditions se rapprochent beaucoup de celles des torrents; le creusement s'opère vite et les matières qui en proviennent sont véhiculées au loin. Si ces diverses conditions ne se trouvent pas réunies, ou si elles existent à un degré moindre, le creusement s'opère toujours d'après les mêmes principes, mais plus lentement, et le transport s'échelonne en comportant le triage des matériaux. De toute façon la surface se ravine de tranchées qui se rejoignent sous des angles plus ou moins aigus et dont la réunion en un seul tronc constitue la rivière. Nous avons étudié le profil en long de cet ensemble.

La détermination des cours d'eau dépend du *sens* de la pente du versant érodé; les angles des confluents dépendent de l'*inclinaison* de ce versant, mais la courbe longitudinale d'équilibre en est tout à fait indépendante.

Elle ne se règle que sur le niveau de base et sur la position et l'inclinaison de l'asymptote d'amont. Si la surface est très inclinée, plus inclinée que ne le comporte la courbe d'équilibre, il y a remblaiement; si elle coïncide à peu près avec la pente qu'exige l'équilibre des matériaux, il y a écoulement à la surface, sans action érosive ni alluvionnement très marqués; enfin, si la surface est plus voisine de l'horizontale que la courbe d'équilibre, il y a creusement plus ou moins prononcé suivant la hauteur du niveau de base. Lorsqu'il s'agit des rivières des régions moyennes, où la différence de niveau entre le point le plus élevé et le point le plus bas est très petite en comparaison du développement longitudinal, la courbe d'équilibre est très aplatie, à partir d'une très faible distance en aval des sources; elle n'a pas le profil accentué qu'affectent les courbes des torrents, et pratiquement elle se rapproche beaucoup d'une ligne droite sur de longs parcours. Sa forme concave ne se dessine guère que sur les profils dont on exagère à dessein beaucoup les ordonnées par rapport aux abscisses. Il en résulte que dans le cas où l'inclinaison de la surface est très faible et le niveau de base relativement bas, la rivière s'enfonce de plus en plus au-dessous de cette surface, et que le profil en travers est, par suite, d'autant plus accentué qu'il est plus voisin de l'embouchure.

Quant à la forme du profil en travers, elle doit tendre à se rapprocher le plus possible de celle qui réalise les meilleures conditions d'écoulement et de transport, la demi-circonférence. Et comme le diamètre de cette demi-circonférence est représenté par la largeur du cours d'eau, constante dans un terrain homogène pour une masse d'eau constante, ce profil demi-circulaire, en descendant, en s'enfonçant dans l'épaisseur du terrain, laisse au-dessus de lui des berges verticales à sec, prenant de plus en plus le profil en U.

Si la roche dans laquelle le creusement s'effectue est assez résistante pour se maintenir malgré l'attaque de l'érosion pluviale en murailles verticales, ce profil en U se conserve et la rivière coule dans une gorge dont les parois sont abruptes.

En temps ordinaire, en dehors des crues, le fond de cette gorge se tapisse d'alluvions, sur lesquelles circule le débit des basses eaux, qui peut très bien n'en pas remplir toute la largeur. Le profil en U est alors modifié; les parois latérales restent droites, mais le fond comblé est plat, et il peut s'y creuser un chenal de basses eaux destiné à disparaître en temps de crue.

Pour que le profil subsiste, il faut non seulement que la roche dans laquelle il est sculpté ne se laisse pas trop désagréger par les actions

atmosphériques diverses, mais il est aussi nécessaire que le fond, en se creusant, n'atteigne pas le niveau d'une couche facilement délitable, argileuse ou sableuse, dont la destruction amène le sapement des murailles du lit majeur et leur démolition à la faveur des fissures qui existent dans la masse à l'état latent. On peut donc rencontrer des gorges de ce genre dans les calcaires durs, coralliens, dolomitiques, en formations puissantes, parfois dans les grès, et aussi dans les masses granitiques fissurées (1), où les fissures jouent un rôle directeur important.

Si la nature et la structure de la roche encaissante ne comportent pas le creusement à parois verticales par l'érosion transversale du cours d'eau, le profil en demi-circonférence ne se maintient pas; il est remplacé par un arc de cercle plus ouvert. Dans le cas même où les berges continuent à se tenir verticales pour le périmètre mouillé, si elles ne gardent pas leur verticalité en dehors de ce périmètre sous l'attaque du ruissellement, le périmètre mouillé *a b c* se raccorde avec la surface supérieure *f d g h* par des talus *a d*, *c g* plus ou moins inclinés suivant les circonstances locales et la nature de la roche, et symétriques sur les deux rives, toutes choses égales d'ailleurs. C'est par l'action régressive de l'érosion pluviale, du ruissellement, que s'établissent ces talus. Ils correspondent au travail des érosions subaériennes pendant le temps que le cours d'eau a employé au creusement parvenu à la profondeur *a b c*. On conçoit que la pente de ces talus puisse varier pour un même terrain, puisqu'elle est fonction de la rapidité du creusement et par conséquent de la puissance érosive du cours d'eau, laquelle dépend de la pente longitudinale, de la masse d'eau et des matériaux charriés. Si le creusement est très rapide, les talus peuvent *n'avoir pas le temps de s'adoucir* pendant le creusement, quitte à diminuer leur pente par la suite. Si le creusement est très lent, au contraire, ces mêmes talus peuvent s'abaisser beaucoup pendant que ce creusement s'effectue. La position dans laquelle les représente la figure correspond donc à un certain rapport entre la vitesse du creusement du lit et la vitesse de l'adoucissement des berges extérieures.

« Tant que le rapport des vitesses de l'érosion pluviale et de l'érosion flu-

(1) Voir les Nos 79 et 80.

viale restera constant, les versants reculeront parallèlement à eux-mêmes, dessinant des profils semblables; mais à partir du moment où le cours d'eau cesse de s'approfondir d'une façon notable, l'érosion pluviale, continuant seule à s'exercer, tendra à adoucir de plus en plus la pente de ces versants par une sorte de rotation de leur profil.

» L'inclinaison des versants, dans la période du creusement, est déterminée par le plus ou moins de résistance de la roche; si celle-ci est très résistante, le versant sera presque vertical; il se rapprochera au contraire de l'horizontale dans les terrains très faciles à entraîner. Quant au parallélisme que nous avons attribué aux lignes successives du profil pendant cette même période, il est dû à un fait sur lequel nous devons insister : les agents atmosphériques ont une action indépendante de la surface; ainsi, la désagrégation superficielle des roches s'exerce en chaque point jusqu'à la même profondeur, quelle que soit l'étendue de la région affectée. Au fur et à mesure que la hauteur des versants augmente, l'action en chaque point reste la même; c'est l'action totale qui augmente en proportion, et la désagrégation et l'entraînement se produisent par couches successives et parallèles. Il n'en est plus ainsi lorsque le pied du versant est fixé; aucun entraînement ne peut plus se produire en ce point et l'action des agents atmosphériques ne peut avoir d'autre effet que de baisser de plus en plus le profil (1). »

Telle est la théorie généralement admise. La *rotation des versants* est indiquée comme devant se produire de la même manière dans tous les terrains, puisqu'aucune considération relative à la constitution de ces versants n'intervient dans l'explication du mécanisme, que nous allons examiner.

La régularité de la pente, qui va toujours en s'adoucissant une fois que le cours d'eau a fixé son profil longitudinal, suppose seulement un terrain homogène sur toute la hauteur du profil en travers. Cet adoucissement n'a pas de limite, puisque, si faible que soit la pente, la désagrégation sur place, qui se produit même avec une pente nulle, donnera toujours à la longue des particules assez petites et assez légères pour être entraînées par un ruissellement de vitesse presque nulle. Nous retrouvons donc le raisonnement qui conduit à la pénéplaine (2) : le terrain doit devenir horizontal partout; tant à cause de la rotation des versants qu'à cause de l'aplatissement du profil en long des cours d'eau. Et comme il continuera toujours à s'y produire des *ravinements* et par conséquent des *versants* de part et d'autre des thalwegs de

(1) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain.*

(2) Voir pages 78 à 80.

ces ravinements, tant que la surface générale, fût-elle horizontale, restera plus élevée que le niveau de base définitif, l'horizontalité même du terrain ne sera pas définitive ; elle ne le deviendra que quand la surface se confondra avec le niveau de la mer.

Mais ce n'est pas cette *limite à l'infini* que nous devons envisager dans la discussion du profil en travers des vallées ; c'est la situation à un moment donné, et en particulier la situation qui correspond d'une part au profil longitudinal régularisé suivant une courbe d'équilibre *pratiquement* stable, et d'autre part à des pentes de versants en rapport avec la nature des terrains qui les constituent, en tenant compte des conditions actuelles de climat, et même, implicitement, de la protection que leur donne contre la désagrégation la végétation qui les recouvre.

De la théorie de la rotation des versants, MM. de La Noë et de Margerie tirent cette conséquence inéluctable :

Dans un même terrain, lorsqu'un cours d'eau atteint son profil longitudinal d'équilibre plus tôt qu'un autre, les versants de la vallée qui contient le premier cours d'eau sont plus vite aplatis que ceux de la vallée du second. D'où il résulte que la même roche peut présenter des pentes douces dans le premier cas et des pentes raides dans le second. Donc, *à une même roche ne correspond pas une pente unique de versants.*

Mais, s'il n'y a pas de *valeur absolue* de la pente pour une roche déterminée, il existe des *valeurs relatives ;* lorsqu'un versant est composé de roches de résistances diverses, sur chaque profil en travers de ce versant les différences de résistance s'accusent par des changements de pente.

Par quel mécanisme la rotation s'opère-t-elle sur un profil transversal, une fois le niveau du cours d'eau fixé sur ce profil transversal par la régularisation du profil en long ?

Le passage du cours d'eau sur le profil transversal considéré devient un *niveau de base* pour les pentes de ce profil qui appartiennent de part et d'autre à chacun des deux versants de la vallée. Le point P où chaque versant atteint ce niveau de base est le pied du versant, c'est-à-dire son point de rencontre avec la berge du cours d'eau. Ce point est *fixe* du moment que le profil longitudinal d'équilibre est réalisé. Si la désagrégation superficielle du versant tendait à descendre au-dessous de ce point, son action serait neutralisée par celle du

A′ A

cours d'eau, qui tendrait à remblayer tout creusement effectué plus bas que sa courbe d'équilibre. Mais au-dessus du point P, la désagrégation superficielle se poursuit sur toute la hauteur du versant, et elle continue à élargir la vallée à sa partie supérieure, tout autant que si le cours d'eau continuait à s'enfoncer. Le point A continue à reculer de A en A', tandis que le point P ne change pas.

La pente se régularise alors de A' en P. Le ruissellement sur la ligne de plus grande pente A'P, qu'on peut considérer comme *un petit cours d'eau*, obéit à la loi générale, et le profil A' P devient *théoriquement* concave vers le ciel.

L'eau pluviale courant sur le versant A'P le ravine de la même façon que la rivière et ses affluents ravinent la surface générale du bassin; la loi est la même. Il s'établit donc sur le versant AP, en même temps que sa rotation générale se poursuit, des rigoles, puis des ruisseaux où l'érosion est plus active et par conséquent le recul de la crête A plus rapide. Par suite, le versant se découpe de distance en distance en tranches séparées par des vallons dont la direction est, en principe, perpendiculaire à celle de la rivière, à moins d'influences d'une autre nature. On peut en voir, entre autres, un exemple bien marqué sur le versant de la vallée de la Moselle qui fait l'objet du **N° 126.**

Mais l'entraînement par les eaux ruisselantes des matériaux qui proviennent de la désagrégation superficielle n'est la seule raison ni du recul des versants parallèlement à eux-mêmes pendant l'approfondissement de la vallée, ni de la rotation consécutive. L'érosion régressive y intervient aussi. Pendant la période de creusement, la hauteur de la berge au point P augmentant au fur et à mesure que le cours d'eau descend, il se produit en ce point P une rupture de pente. La partie nouvellement modelée par l'érosion transversale du courant doit se rapprocher de la verticale; mais elle ne peut conserver, la plupart du temps, une inclinaison aussi forte, et l'érosion régressive qui se manifeste à toute rupture de pente en saillie s'y exerce de suite.

En somme, la pente du versant AP tend toujours à s'adoucir par la rotation autour de son pied, mais avec cette condition que le niveau de base et le pivot de la rotation descendent continuellement pendant la période de creusement.

L'érosion fluviale conduit à un profil d'équilibre bien défini; l'érosion par le ruissellement conduit à l'aplatissement absolu. Le résultat final de la première est donc moins complet que celui de la seconde. A première vue, ceci paraît tout à fait illogique. Comment l'érosion pluviale, c'est-à-dire

l'ameublissement et la mise en marche de petits matériaux par des filets d'eau, serait-elle plus puissante que l'érosion par une masse d'eau animée d'une vitesse en proportion? C'est, en effet, tout le contraire qui a lieu; l'érosion fluviale est évidemment de beaucoup la plus active. Mais pour comparer les effets des deux actions, il faut faire intervenir un facteur laissé de côté jusqu'ici, le temps.

L'érosion fluviale est rapide; l'érosion pluviale est extrêmement lente, toutes choses égales d'ailleurs. Tandis qu'on voit, en quelques années, un torrent se dessiner, se creuser, ravager son bassin de réception, édifier un cône de déjection, etc..., le versant sur lequel ce torrent prend naissance n'est destiné à s'aplatir par rotation autour de son pied que dans la nuit des siècles à venir, en admettant que cet aplatissement théorique arrive jamais à se réaliser.

Donc, dans l'étude de l'attaque par les érosions diverses, il faut tenir grand compte du temps *relatif* écoulé ou devant s'écouler pour que le résultat final soit atteint. C'est ainsi, par exemple, que l'on pourrait avoir une idée approximative de la vitesse du plissement d'un anticlinal coupé en cluse par un cours d'eau antécédent, s'il était possible d'estimer chacune des deux limites entre lesquelles cette vitesse est comprise; car la vitesse du plissement a été plus grande que celle de l'érosion pluviale et moins grande que celle de l'érosion fluviale.

Mais ce n'est pas tout, et il faut tenir compte aussi de *la défense*. Lorsque l'érosion s'exerce sur une matière inerte, la résistance est purement passive, et si grande qu'on la suppose, elle doit être vaincue à la longue par une action qui se produit d'une façon incessante sur les mêmes points. Il en est tout autrement quand la résistance est active, et elle le devient lorsque le sol se recouvre de végétation et d'humus, lorsqu'il se consolide par des racines, etc...; alors, non seulement il peut y avoir équilibre entre l'attaque et la résistance, mais même la résistance peut l'emporter. C'est ce que réalise le reboisement dans les terrains ravagés par l'érosion torrentielle.

Cette résistance active opposée par la végétation paraît être un argument sérieux en faveur de la théorie des mouvements lents. Lorsqu'on voit, en effet, l'état actuel de dégradation où se trouvent les montagnes du Dévoluy, par exemple, à la suite de déboisements inconsidérés, et la difficulté extrême qu'on éprouve à y faire reprendre une végétation quelconque, on peut se demander comment ces montagnes avaient pu, d'elles-mêmes, se couvrir de bois et de pâturages. Ce serait, en effet, inexplicable, si elles avaient surgi tout à coup, tandis qu'on comprend très bien que la végétation s'y soit installée et les ait consolidées contre les érosions, dans un mouve-

ment lent et progressif de surrection ; tout au moins dans un mouvement ayant exigé quelques centaines d'années, et n'ayant par conséquent pas le caractère d'un cataclysme.

Ainsi, nous devons regarder les résultats des érosions annoncés par la théorie comme des limites en deçà desquelles restent les faits, et même souvent comme des limites hors d'atteinte, selon le plus ou moins de puissance dont les forces érosives disposent d'une part, et d'autre part selon le degré de solidité des roches et la vigueur de la végétation. L'érosion, ainsi que l'alluvionnement qui en est la conséquence directe, surmontent toujours les résistances sur les lignes hydrographiques et finissent par y créer un *régime* à peu près stable; tandis qu'en dehors des lignes d'eau, les surfaces possèdent en général une résistance suffisante pour que leurs formes, aux échelles topographiques du moins, puissent être regardées comme constantes dans leur ensemble, abstraction faite des exceptions qui ont un caractère de cataclysme : éruptions, explosions, effondrements, écroulements, etc.

Nous étudions les formes topographiques telles qu'elles se présentent, en discutant leurs raisons d'être et en cherchant ces raisons dans le passé, mais en leur supposant assez de stabilité pour ne pas avoir à nous préoccuper de ce qu'elles deviendront dans un avenir plus ou moins lointain.

En nous plaçant à ce point de vue, nous pouvons dire qu'une vallée d'érosion en terrain homogène possède un profil transversal dont la raideur dépend du terrain ; que si des pentes douces peuvent très bien appartenir à des roches très résistantes, du moins des versants à formes abruptes n'appartiendront généralement pas à des terres facilement délitables.

Vallées en V et vallées en U. — Ces pentes du profil transversal des vallées *se règlent* par rotation des versants en partant de leur pied. Lorsqu'il s'agit d'un vallon occupé par un petit cours d'eau, les pieds des versants, séparés seulement par la largeur de ce petit cours d'eau, peuvent être très voisins l'un de l'autre, surtout si la pente longitudinale du lit est forte, parce que les alluvions ne s'y arrêtent guère ; de sorte que topographiquement, qu'il soit creusé en arc de cercle ou approfondi en U, ce lit disparaît sur un levé même à grande échelle. S'il a quelques mètres de largeur, il ne se traduit au 10.000e que par quelques dixièmes de millimètres, tandis que les versants régulièrement inclinés de part et d'autre se présentent en nappes de courbes uniformes. On a alors le profil en V, que nous avons rencontré partout et signalé en particulier dans les Vosges granitiques (1).

(1) Voir les **Nos 2, 3 et 4.**

S'il s'agit d'un cours d'eau large, ce profil en V n'existe plus à proprement parler, parce que la pointe du V est occupée jusqu'à une certaine hauteur sur les branches par le lit du cours d'eau, qui lui-même s'établit en arc de cercle et, autant que la résistance des berges le comporte, en demi-circonférence.

S'il s'agit d'un ancien cours d'eau large, cours d'eau de l'époque des hauts niveaux, les branches du V et la demi-circonférence de l'ancien lit disparaissent sur une hauteur plus grande ; il y a un *fond de vallée* remplissant le *lit majeur,* comblé par les alluvions, dans l'épaisseur desquelles circule le cours d'eau actuel, dont le lit en arc de cercle est plus étroit, avec berges aussi voisines de la verticale que le comporte la nature du remplissage du lit majeur.

A leur partie supérieure, sur chaque profil transversal, les versants se raccordent avec la surface générale du sol primitif, telle qu'elle était avant le creusement de la vallée ; abstraction faite, bien entendu, de l'action des eaux pluviales qui s'y est exercée aussi de tout temps. Ce raccordement peut s'effectuer sans transition, la surface supérieure et le versant se joignant par une arête ; mais le plus souvent la nature du terrain ne permet pas à cette arête de se conserver ; elle s'émousse surtout par l'action de la pluie, du vent, etc..., et le raccordement a lieu par une courbe de rayon plus ou moins grand selon la roche, laquelle courbe, adoucissement de l'arête, est naturellement convexe.

Les considérations qui précèdent, et notamment l'étude des conditions des érosions subaérienne et fluviale, nous amènent, pour conclure, à résumer la question de la différence d'origine des vallées en V et des vallées en U, et à compléter ce que nous en avons dit à propos de l'érosion glaciaire (1).

Le profil en V est le profil habituel des vallées ; c'est le profil en U modifié par l'érosion pluviale. Les jambages du V sont des *versants,* tandis les jambages de l'U sont des *berges.* La raideur en U des berges ne se conserve que dans des roches dures. Plus les roches sont tendres, plus les berges se transforment facilement en versants et plus les jambages du V s'écartent par la rotation. Si le cours d'eau est très étroit, de façon à n'occuper que la pointe du V, cette rotation s'opère autour de cette pointe. Si le cours d'eau est large, le V est remplacé par un V *tronqué* et la rotation s'opère autour des pieds des deux jambages.

Les gradins de confluence ne sont pas *topographiquement* visibles quand

(1) Voir pages 259, 265 et 266.

les cours d'eau sont assez étroits pour ne remplir que la pointe du V; mais ils existent partout où il y a des berges taillées rapidement et des affluents rejoignant le cours d'eau principal avec des profondeurs d'eau différentes.

Dans les terrains très tendres, les anciennes berges, puis les versants s'effacent ; les jambages du V s'ouvrent sans limite ; tandis que dans les roches dures, la forme en U se conservant, il est fréquent de voir les cascades qui tombent du haut d'une paroi rocheuse déboucher d'une fente plus ou moins large selon leur volume, laquelle fente n'est autre chose qu'une découpure à profil en U, qui se creuse peu à peu. Cette fente peut elle-même s'ouvrir dans le fond d'une gorge en U, de dimensions plus grandes, et due soit à l'érosion glaciaire, soit à l'érosion fluviale d'un plus grand volume d'eau que le volume actuel.

Lois de Brisson. — Lorsque la surface primitive est entaillée par plusieurs cours d'eau, l'allure générale de cette surface se retrouve en dehors des vallées. Mais il arrive souvent que les vallées sont assez voisines les unes des autres pour que la surface ne soit conservée que sur de faibles largeurs ; il peut même se faire que sur certains points elle ait totalement disparu et que deux versants se joignent à un niveau inférieur à celui de la surface primitive. C'est ainsi qu'en divers endroits il ne reste que des *témoins* de cette surface.

Les lois suivantes s'appliquent surtout à la topographie qui résulte de ces circonstances. Les expressions de *massifs, montagnes* et *crêtes* qu'on y rencontre doivent être prises dans un sens tout à fait relatif.

1° Des cours d'eau divergeant d'un point central et rayonnant dans toutes les directions marquent toujours un point maximum d'altitude;

2° Les chaînes de montagnes déversent leurs eaux par des vallées perpendiculaires à l'axe, dans les bassins hydrographiques qu'elles encaissent; en général, cette direction perpendiculaire s'oblique progressivement, suivant la direction du cours d'eau principal, qui marque le thalweg du bassin principal;

3° Les lignes de faîte, malgré les ondulations et les dentelures qu'elles présentent, suivent une pente générale dans le même sens que celle des thalwegs. Le plan de la contrée s'abaisse dans un certain sens, et les crêtes obéissent ainsi que les thalwegs à ce mouvement d'ensemble. Aussi, toutes les fois qu'un cours d'eau qui suit ce mouvement subit une inflexion prononcée, c'est qu'il rencontre un relèvement inverse, c'est-à-dire un massif qui présente des crêtes et des thalwegs en sens opposé;

4° Lorsque deux rivières coulent dans le même sens, les deux thalwegs,

après avoir suivi la même direction, finissent en général par s'écarter et subissent des coudes plus ou moins prononcés. La ligne qui joint deux coudes en sens inverse doit couper la ligne de faîte à un col. En effet, la divergence des deux cours d'eau indique un relèvement, et le col doit nécessairement se trouver à la rencontre des deux pentes inverses.

La première loi s'applique aux vallées d'érosion des surfaces coniques, telles que celle du plateau de Lannemezan.

La seconde vise les inflexions du tracé des cours d'eau qui, à chaque confluent augmentant leur masse, se rapprochent de plus en plus de la ligne de plus grande pente, lorsqu'ils ne suivaient pas déjà cette direction.

La troisième et la quatrième peuvent se traduire ainsi : lorsque l'épaisseur du massif qui sépare deux vallées diminue, les versants, au lieu de couper la surface primitive, peuvent se rencontrer et se couper. La rencontre se produit à une altitude inférieure à celle de la surface primitive, puisque entre les deux cours d'eau cette surface a disparu. Si, ensuite, l'épaisseur de la masse qui sépare les deux vallées augmente de nouveau, les cours d'eau s'éloignent l'un de l'autre et la surface primitive reparaît. Il y a donc dépression, col, sur une ligne qui joint les points où les deux cours d'eau sont le plus rapprochés.

Profil en travers dans les diverses natures de terrain. — Jusqu'ici nous avons peu tenu compte de l'influence de la nature du terrain soumis à l'érosion. Il s'agit maintenant de voir jusqu'à quel point peut intervenir la considération de cette influence dans la détermination du profil en travers des vallées, en supposant d'abord que l'érosion s'attaque à une masse homogène.

Roches granitiques. — Nous avons exposé le mode de désagrégation des granites et étudié les formes qu'ils revêtent dans les régions montagneuses (1). Dans les régions moyennes, les masses granitiques se comportent comme en moyenne montagne ; le granite peut offrir des pentes douces raccordant des sommets en dômes ; mais si les vallées se creusent profondément, les pentes s'accentuent et la roche peut aller jusqu'à l'escarpement et jusqu'au surplomb. Les escarpements résultent surtout de la fragmentation de la masse par les fissures qui la découpent d'avance en morceaux polyédriques plus ou moins volumineux. Les versants des valleés ouvertes dans le granite présentent donc des pentes assez uniformes par

(1) Voir pages 129 à 140.

régions, pouvant se tenir sous tous les angles, le plus souvent convexes pour les raisons que nous avons données, et susceptibles d'aller jusqu'aux murailles verticales (1).

On a vu quelles formes prennent les masses cristallines schisteuses sur les flancs des montagnes. La schistosité suppose toujours de fortes pressions et par conséquent un relief accentué, ou bien un ancien relief ruiné et plus ou moins transformé en pénéplaine. Les roches cristallines se comportent alors comme en montagne; elles sont susceptibles de donner des profils escarpés sur les versants, avec des découpures très variables, suivant la solidité locale de la roche et suivant la direction de la schistosité par rapport à celle de l'érosion.

Rappelons que dans les régions cristallines les ruisseaux sont très nombreux en raison de l'imperméabilité de la masse; les versants doivent donc se découper beaucoup. Les fonds des vallées tendant à se remplir d'alluvions arénacées, le profil comporte d'habitude, si la pente longitudinale n'est pas trop grande, un fond plat en prairies humides.

Calcaires. — La résistance des roches calcaires à l'érosion étant extrêmement variable, il en est de même des pentes que les versants calcaires peuvent présenter. Mais la solidité de la roche n'est pas le seul élément qui intervienne dans la question. Les calcaires sont généralement perméables, soit parce que la matière même qui constitue la roche est poreuse et se laisse traverser par l'eau, qu'elle filtre, soit (et c'est de beaucoup le cas le plus fréquent) parce que la masse est très fissurée, très découpée par des systèmes de diaclases plus ou moins serrés, qui facilitent la descente de l'eau dans l'intérieur du sol, soit enfin parce que ces deux raisons se trouvent réunies.

Dans les calcaires, les diaclases sont d'ordinaire à l'état latent, et laissent moins facilement écouler l'eau que les fissures des roches granitiques; mais pour peu que l'eau y passe, comme l'acide carbonique qu'elle contient souvent dissout le carbonate de chaux, ces fissures s'élargissent jusqu'à se creuser parfois en cavernes, la masse se perfore, et l'absorption de l'eau pluviale s'opère alors pour ainsi dire immédiatement; la perméabilité *en grand* devient à peu près sans limites. Lorsqu'il en est ainsi, et même sans aller à l'extrême, aucun ruissellement ne peut se produire à la surface. La perméabilité concourt donc à la fermeté des profils, à la conservation des pentes rapides. Ces pentes peuvent aller jusqu'à n'importe quelle

(1) Voir les **N^{os} 79** et **80**.

inclinaison, jusqu'à dépasser la verticale. Puisque les systèmes de diaclases ont très fréquemment leurs surfaces dirigées normalement au plan de la stratification (1), quand cette dernière est voisine de l'horizontale, les escarpements que ces diaclases déterminent sont sensiblement verticaux, et si la masse est très puissante, les versants des vallées, *ou les berges devenues versants*, sont de vraies murailles, dont les gorges du Tarn donnent de si remarquables spécimens.

« Il est peu de roches où la régularité des pentes et des plans de division soit plus grande que dans les calcaires compacts; et comme d'ailleurs ces derniers ne sont pas susceptibles de donner naissance à des talus d'éboulement offrant quelque résistance ; comme, de plus, en raison de leur perméabilité, ils sollicitent en quelque sorte les eaux d'infiltration à descendre, on peut dire qu'ils sont prédestinés à la formation des gorges à parois verticales, comme les canyons américains. Les vallées du Jura, celle de la Meuse aux environs de Dinant, celle de la Vézère et les profonds ravinements qui entament le plateau des Causses en offrent d'excellents exemples (2). »

Le mécanisme qui produit les murailles verticales dans les vallées calcaires n'est pas toujours le creusement par un cours d'eau qui coule d'abord à la surface et s'enfonce peu à peu dans l'épaisseur, en taillant à pic les berges de son lit. Les rivières souterraines peuvent conduire à ce même profil, avec l'aide de la dissolution du calcaire, et le *sapement par la base* y conduit également, quand le niveau de l'eau atteint, au-dessous de la masse calcaire, une assise délitable sur laquelle elle repose. Dans le premier cas, parfois considéré comme le plus général, il y a effondrement des voûtes qui finissent par avoir trop de portée et manquer de soutien ; c'est, nous l'avons vu, l'hypothèse admise pour la vallée du Doubs dans la boucle de Sainte-Ursanne et la cluse du Lomont (3). Selon M. E.-A. Martel, dont l'opinion est naturellement parmi les plus autorisées en la matière, la théorie des effondrements de voûtes se justifie ; mais les plus récentes explorations ont établi le caractère exceptionnel de ce mécanisme, qui s'appliquerait à moins de 10 o/o des abîmes actuellement visités (4).

Quant au second cas, celui du sapement par la base d'un calcaire reposant sur du sable, de la marne ou de l'argile en épaisseur suffisante, nous

(1) Voir pages 154 et 157.

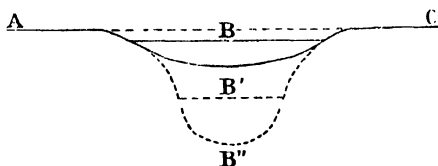
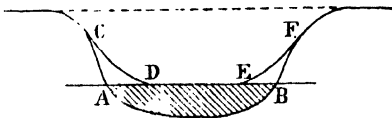
(2) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(3) Voir pages 216 et 217.

(4) E.-A. Martel. — *L'évolution souterraine*, 1908.

en avons vu déjà maints exemples et nous en rencontrerons d'autres encore à l'occasion; son action est journalière et absolument indiscutable.

Dans les calcaires tendres, qui sont plus facilement poreux que les calcaires durs, bien que la porosité y joue un rôle moins grand qu'on ne le pensait il y a quelques années encore, les diaclases existent également et leur influence est certaine; mais le modelé des versants peut être souvent obtenu par la seule désagrégation superficielle et l'enlèvement des parties ameublies. Ces versants, suivant les circonstances locales, peuvent s'établir sous des inclinaisons très différentes. C'est surtout dans ce cas que l'arête de raccordement du versant avec la surface générale s'émousse; elle se transforme en une surface convexe dont le rayon est d'autant plus grand que la roche est moins dure. On peut même dire que cette arête n'existe jamais, car elle commence à s'émousser dès que le creusement du lit s'effectue. L'enfoncement du cours d'eau dans l'épaisseur de la masse tend d'ailleurs à déterminer ou à faciliter le raccord convexe, et il se maintient ensuite, parce que le ruissellement n'existant guère sur les versants perméables, le recul par rotation, qui est la conséquence du ruissellement, ne s'y produit pas. Plus le cours d'eau descend, plus la déclivité des versants peut augmenter; elle atteint facilement la verticale, direction naturelle des berges, et la conserve en raison de la cohésion que possèdent les calcaires, même les plus tendres.

Soit ABC le profil en travers de la surface, qui se creuse en B par le travail d'un cours d'eau. La dépression tend à s'accentuer en forme de demi-circonférence, mais avec des berges qui ne débuteront pas par une arête vive, le degré de solidité de la matière ne comportant pas la manifestation de cette arête. Elle sera donc remplacée par une courbe convexe, de rayon approprié. L'aire de la section mouillée BB′, en admettant que le débit ne varie pas, restera la même en B′B″, tendant à occuper moins de largeur avec une profondeur plus grande. Le profil du périmètre mouillé ne deviendra constant que quand la direction des berges convexes aura atteint la verticale. Il pourra, toutefois, très bien arriver que le profil longitudinal d'équilibre soit réalisé, dans certaines parties, avant que le profil transversal ne soit assez creux pour donner des berges verticales. Le résultat final est le creusement *en fond de bateau* que l'on retrouve constamment dans les têtes de vallons des calcaires tendres et perméables, aujourd'hui dépourvues de ruisseaux.

Ainsi, les versants des vallées creusées à l'époque des hauts niveaux dans ces calcaires comportent des pentes très fermes, pouvant aller vers le bas jusqu'à la verticale, raccordées avec la surface générale supérieure par des courbures convexes vers le ciel. Quant aux fonds, ils disparaissent aujourd'hui sous la couche des alluvions qui les remplissent. Les versants plongent sous ces alluvions et leurs pieds apparents en A et en B se dessinent d'une façon très nette dans les calcaires solides. Dans ceux qui subissent davantage la désagrégation superficielle, des talus d'éboulis, CD, EF, d'importance variable selon les circonstances et selon la roche, adoucissent le raccord du versant avec le fond, et le profil devient convexe dans le haut et concave dans le bas.

Sauf exception, la largeur de chaque vallée d'érosion entre les pieds des versants représentant la largeur du lit du cours d'eau qui a creusé la vallée, si ce cours d'eau s'est trouvé très rapidement réduit de volume, soit par suite d'un changement de climat, soit pour toute autre raison, telle qu'une capture en amont, par exemple, la section devenue trop large pour le nouveau débit doit être abandonnée et remplacée par une section plus étroite. Si dans une section déterminée le cours d'eau n'alluvionnait pas et creusait encore, le nouveau lit pourrait approfondir, *surcreuser* une partie restreinte du lit majeur, jusqu'à ce que le profil en long fût réalisé. Mais ce qui est le plus généralement arrivé, c'est que le profil en long a été atteint, ou que le nouveau débit s'est trouvé impuissant à en poursuivre l'achèvement, et que sur la largeur de la section devenue trop grande, les eaux se sont étalées et ont déposé, par le mécanisme exposé plus haut, en vertu des lois de l'alluvionnement.

Par suite de la faiblesse de la pente des rivières dans les parties basses, comparée à l'inclinaison de leurs ramifications dans les parties hautes du bassin, l'alluvionnement s'y développe en général beaucoup plus que l'érosion, et on peut dire que les dépôts qui s'étalent sur un fond de lit majeur trop large sont, pour la rivière, l'analogue du cône de déjection du torrent. La forme même de ces dépôts, comme nous allons le voir, se rapproche beaucoup de celle du cône de déjection.

Nous avons dit pour quelles raisons il n'a pas dû exister de transition

progressive entre le régime des hauts niveaux et le régime actuel (1). Le passage d'un régime à l'autre paraît s'être effectué assez rapidement et pendant cette courte période les graviers et galets de fond des grands cours d'eau ont été recouverts par des alluvions de plus en plus fines, puisque la vitesse a diminué avec le volume de l'eau. Il en résulte que dans la plupart des vallées des régions moyennes, et à plus forte raison des régions basses, le lit le plus bas des anciennes rivières est au-dessous du lit des cours d'eau actuels. On le reconnaît très facilement à l'occasion. Au-dessus, l'alluvion complémentaire qui a servi au rétrécissement du lit est de nature très variable, suivant les terrains traversés, suivant aussi la puissance, la masse et la vitesse conservées par le cours d'eau. L'excès de largeur est donc comblé tantôt avec du gravier, tantôt avec du sable, tantôt avec du limon. Enfin, si le bassin est perméable, ce qui est toujours le cas des calcaires, le régime *tranquille* s'y est établi dès que les pluies n'ont plus été assez violentes pour produire le ruissellement sur ces calcaires imbibés à refus, et depuis lors les eaux passent par les sources; elles restent limpides et d'un débit sinon *identique* en toutes circonstances, du moins *régularisé.* Dans ce cas, le rétrécissement du lit, *qui est nécessaire*, ne pouvant pas s'effectuer au moyen de matériaux de transport qui n'existent pas, s'opère au moyen de la tourbe. Elle est produite par une famille de végétaux ligneux dont la fermentation et la décomposition sont retardées par la présence de l'eau courante (2).

Pour que la tourbe des vallées se développe, il faut que les eaux soient claires et peu profondes. Il faut aussi que la vitesse de l'eau soit médiocre, et que, par conséquent, la pente soit faible et la vallée assez largement ouverte; car lorsque la vallée est étroite et la pente un peu accentuée, le sol se draîne naturellement et la production de la tourbe devient impossible. Enfin, il faut encore que les crues ne soient ni violentes ni limoneuses; les crues violentes emportent les végétaux de la tourbe, les eaux limoneuses empâtent ces végétaux et empêchent leur croissance. Ainsi, il y a un rapport intime entre le régime des cours d'eau et l'existence de la tourbe dans les fonds des vallées. Tout cours d'eau du régime torrentiel, à versants imperméables, s'oppose au développement de la tourbe sur ses rives. L'existence de la tourbe dans les fonds des vallées est donc un indice certain de la perméabilité des versants. Aussi peut-on citer comme vallées tourbeuses à peu près toutes celles de la craie blanche ou coule un ruisseau.

---

(1) Voir pages 359 à 362.

(2) Voir page 133 les indications relatives à la tourbe des régions granitiques.

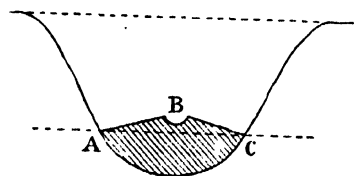
Mais si une étendue suffisante de terrains imperméables en amont donne aux cours d'eau un caractère violent, ils peuvent traverser en aval une région perméable sans qu'il se produise de tourbe dans leurs vallées. Ainsi l'Yonne, qui reçoit des eaux torrentielles et violentes, traverse la craie sans qu'il existe de tourbières dans sa vallée.

Les rivières réduites de débit et de vitesse, dans les larges vallées des terrains perméables, n'ont pu d'abord que divaguer sur leurs anciens lits et y former des marécages peu profonds, condition essentielle du développement de la tourbe. Il n'en a pas été de même pour les rivières à versants imperméables; le ruissellement y a subsisté, puisqu'il continue toujours à s'y exercer. Les crues sont restées violentes, *dans une certaine mesure;* l'apport des matériaux n'a pas cessé; le phénomène a seulement diminué d'énergie. Le même fait s'est produit pour les rivières du régime torrentiel qui traversent des régions perméables.

Enfin, pour compléter ces indications relatives à la tourbe du fond des vallées, il faut ajouter que tous les climats ne conviennent pas aux végétaux des tourbières ; ils ne progressent que dans les zones un peu froides et tempérées. La chaleur moyenne qui leur convient est de 6 à 8 degrés centigrades. Ils n'existent pas dans les climats trop chauds ou trop froids.

En somme, le profil en travers des vallées dans les calcaires ne comporte que des versants droits et plutôt convexes, à l'exclusion des formes concaves. Les fonds sont plats, tourbeux ou marécageux sans tourbe, suivant les conditions climatériques, lorsqu'il n'existe pas de région imperméable en amont. S'il en existe, les versants gardent la même allure, mais les fonds changent.

Dans ce cas, à chaque grande crue la rivière déborde, elle inonde plus ou moins le fond de sa vallée et l'eau d'inondation, en perdant sa vitesse, dépose les matières entraînées. Les plus volumineuses s'arrêtent près du lit, les plus fines s'étalent ; d'où il résulte que les alluvions forment un relief longitudinal, et que le lit de la rivière, *dont le fond même peut s'exhausser* si le profil longitudinal d'équilibre n'est pas atteint, ou si la courbe de ce profil se modifie, se trouve creusé sur l'arête culminante B de ce relief A B C. Il n'y a en réalité dans ce fait, comme nous l'avons dit plus haut, que l'édification d'un cône de déjection indéfiniment prolongé dans le sens de la longueur de la vallée. On conçoit que les choses doivent se passer ainsi, en se reportant aux conditions premières de la formation des cônes de déjec-

tion (1), si un lit de torrent, au lieu de venir aboutir dans une rivière transversale, peut se prolonger droit devant lui, et si d'autre part le transport en masse y est toujours remplacé par un apport de matériaux insuffisant pour obstruer le canal et dévier le courant. La première forme elliptique du cône peut alors s'étendre indéfiniment dans le sens de son grand axe, et devenir un remblai à pentes très douces et symétriques dont la rivière occupe le faîte.

Ces fonds en relief des vallées à versants perméables avec apports d'alluvions d'amont se rencontrent aussi dans les pays où il ne pleut pas. Ainsi le Nil court sur un remblai d'alluvions qui laisse de part et d'autre deux sillons dans lesquels s'épanchent les eaux en temps de crue.

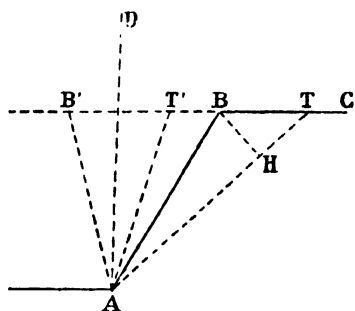
Le relief du fond, lorsqu'il existe dans les vallées, y est habituellement très peu marqué; cependant, il est suffisant pour que les eaux des petits thalwegs des versants et les eaux de pluie qui coulent sur les alluvions du fond ou qui s'y infiltrent viennent se réunir au pied des versants et y former des ruisseaux qui circulent pendant un certain temps parallèlement à la rivière. Lorsque cette dernière passe d'un côté à l'autre de la vallée, le pied du versant du côté où elle ne se trouve pas est presque toujours occupé par un ruisseau ou une *fausse rivière*. Nous aurons à citer de ces faits de nombreux exemples.

Argiles. — En principe, les propriétés des argiles sont l'imperméabilité et la mollesse des reliefs. L'argile humide dans sa masse n'a pas de talus d'équilibre; elle tend toujours à se répandre, à s'étaler en couches horizontales, d'autant plus rapidement qu'elle est plus pure et plus imbibée d'eau. Mais il y a des argiles qui se délayent plus facilement que d'autres, de sorte qu'elles sont à divers degrés disposées à se comporter comme des matières visqueuses ou à se tenir sous certaines inclinaisons. Les bancs de sables, de graviers et de marnes qu'on peut rencontrer dans les argiles, ainsi que le revêtement de la végétation, contribuent à leur donner de la solidité et à empêcher les glissements. Mais à moins de circonstances spéciales dont il sera question plus loin, jamais cette solidité n'est assez grande pour permettre des talus escarpés.

Lorsque l'argile forme des talus ou des versants, sa tendance à s'affaisser est d'autant plus marquée que la pente est plus rapide. Les conditions d'équilibre des terres argileuses dans les terrassements ont de tout temps préoccupé les ingénieurs; diverses théories ont été proposées pour expliquer

(1) Voir page 285.

les glissements et les changements qu'éprouvent les profils. Or, ce qui est vrai pour un talus de tranchée de canal ou de chemin de fer l'est aussi pour un versant de vallée. Au point de vue des terrassements, on trouve la question traitée dans des ouvrages de divers auteurs, entre autres ceux de MM. de Sazilly (1) et Lefebvre (2), ingénieurs des ponts et chaussées, le second discutant les conclusions du premier et apportant de nouvelles observations relatives surtout aux talus obtenus par déblai, qui nous intéressent plus particulièrement au point de vue du profil en travers des vallées.

Sans entrer dans les considérations techniques et les calculs développés dans ces ouvrages spéciaux, nous nous bornerons à rapporter les principaux résultats d'expérience constatés, en ce qu'ils ont d'applicable aux versants argileux : Lorsqu'un massif ABC est coupé par un talus AB trop raide pour que l'équilibre puisse subsister, il se détermine en arrière une surface de séparation représentée par la ligne AT, surface dont l'inclinaison dépend de la nature et de la cohésion du terrain, et la partie prismatique ABT, cédant à l'action de la gravité, s'affaisse en glissant sur la surface AT. Les conditions d'équilibre du profil se trouvent réalisées quand la cohésion, ou la résistance des frottements, sur la surface AT, est au moins égale à l'action de la gravité. AD représentant la verticale, si la coupure du massif, au lieu d'être faite suivant une direction telle que AB, offrait un surplomb AB′, il pourrait arriver que, outre le mouvement de glissement sur la surface AT, une portion prismatique AB′T′ se détachât suivant une autre surface de rupture AT′, en se renversant et tournant autour de la charnière A.

Les conditions d'équilibre dépendent donc de l'inclinaison ou de la pente AB, et elles varient suivant les terres ; mais elles sont indépendantes de l'inclinaison de la surface BC qui forme le haut du talus, si la ligne BC est droite. En effet, quelle que soit la direction de cette ligne BC, la hauteur BH du triangle ABT ne varie pas, et tous les triangles ABT qu'on peut construire sont entre eux comme leurs bases. Par conséquent, à chaque variation de poids du prisme ABT correspond une variation proportionnelle

(1) De Sazilly. — *Notice sur les conditions d'équilibre des massifs de terre*, 1851.

(2) Lefebvre. — *Mémoire sur la constitution des terres et sur les accidents dans les terrains argileux*, 1878.

de frottement sur la base AT, et s'il y a équilibre pour un profil ABT, il y a équilibre pour un autre profil quelconque. Il en est autrement si la ligne BC n'est pas droite, parce que la proportion n'est plus constante entre le frottement et la section du prisme. Si le profil de la partie BC est convexe, l'équilibre est plus facilement détruit ; s'il est concave, cet équilibre est, au contraire, plus facilement conservé. Lorsque la résistance développée par le frottement sur la ligne AT est inférieure à la force d'entraînement due à la gravité, le prisme ABT glisse et s'éboule.

Ceci posé, il faut considérer le mode de pénétration de l'eau dans les masses argileuses. Les particules d'argile, douées d'une grande cohésion, sont susceptibles de se resserrer et de former des fragments dont la consistance se rapproche de celle des corps pratiquement solides, laissant entre eux des fissures irrégulières, de direction quelconque et presque toujours très nombreuses; tandis que ces surfaces de séparation sont rares et généralement perpendiculaires aux bancs dans les grès, plus fréquentes, mieux marquées et presque toujours régulières dans les calcaires. L'eau s'insinue dans les fissures de la masse, mais sans en pénétrer les parties dont la cohésion est trop développée. Si l'argile est pure, cette eau peut séjourner indéfiniment dans les vides causés par le retrait. La désagrégation de l'argile ne pouvant s'opérer par l'imbibition proprement dite, elle se produit par l'ouverture successive des fissures, réduisant la masse en fragments de plus en plus petits, jusqu'à ce que la division soit assez grande pour amener la terre à l'état de boue et la rendre à peu près liquide.

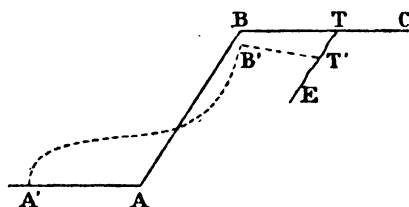
La perméabilité *en grand* de l'argile est donc entièrement due à la présence des fissures; cependant, cette perméabilité est très faible, parfois même tout à fait nulle, tandis que celle des calcaires (abstraction faite de la porosité qui peut parfois exister) est considérable, avec une proportion de fissures incomparablement moindre. Ce fait tient à ce que les fissures des calcaires sont *permanentes et continues ;* l'eau qui s'y engage ne fait que traverser les assises sans s'y arrêter; tandis que dans l'argile elle s'arrête.

En outre, l'argile se gonfle sous l'influence de l'eau, et les vides dans lesquels le liquide a pénétré se referment jusqu'à disparaître totalement; l'argile se pétrit sous la pression, et s'il s'ouvre de nouvelles fentes à la suite d'une sécheresse, elles ne se produisent pas nécessairement sur l'emplacement des précédentes. L'eau contenue dans l'argile est donc sujette à s'y déplacer peu à peu, par suite du jeu des fissures qui s'ouvrent et se ferment avec les alternatives de sécheresse et d'humidité.

Ces mouvements de gonflement et de retrait de l'argile constituent à la

masse une certaine élasticité; elle presse contre les parois sur lesquelles elle s'appuie. Lorsque la paroi fait défaut d'un côté, comme il arrive dans le cas où une masse d'argile est coupée par un versant, l'élasticité n'existe plus du côté où l'appui manque, et il ne peut y avoir de ce côté une pression qui détermine les fissures à se refermer quand l'humidité diminue. Par suite, la masse reste fendillée. Cette action, en se répétant, amène la désagrégation sur une certaine épaisseur, et peut conduire à la détermination d'une surface continue de séparation. La portion séparée se met alors en mouvement d'un seul bloc.

Dans la réalité, il est rare que les couches d'argile soient absolument homogènes et que les choses se passent comme en théorie. De plus, l'argile est souvent recouverte, sinon de couches calcaires, du moins d'une certaine épaisseur de terre végétale moyennement perméable, parfois supportée par une base de sable ou de gravier d'une perméabilité parfaite. Dans ces conditions, la nappe d'eau d'infiltration du banc de sable, en entretenant une humidité continuelle à la surface de l'argile, empêche les fissures larges et profondes de s'y ouvrir et assure l'imperméabilité de la masse tant qu'il ne survient pas une sécheresse prolongée.

Quant au glissement de la partie séparée, il s'opère de la façon suivante : soit A B C le profil primitif et T E la trace de la partie supérieure de la surface de séparation. La surface B T, en descendant, vient prendre une position B' T', quelquefois parallèle à B T, souvent aussi renversée en sens inverse de la pente du profil. Le pied du talus se déplace et s'avance de A en A'; mais son mouvement sur le fond horizontal, qui souvent n'est pas humide et se trouve moins favorable au glissement que la surface de séparation, est en retard sur l'affaissement de la masse, laquelle prend vers le bas un profil bombé, analogue à celui de la partie antérieure d'une matière visqueuse qui s'écoule. L'argile molle est d'ailleurs jusqu'à un certain point une matière visqueuse (1). Le haut du talus éboulé prend au contraire un profil concave, qui se raccorde tangentiellement avec la courbe du bas, de sorte que l'ensemble affecte le profil à double courbure représenté par la ligne pointillée sur la figure.

La forme de la surface de séparation paraît varier suivant les cas. On

(1) Voir sur la constitution des laves argileuses, pages 90 à 93, 274, 277, 278.

l'a souvent décrite comme étant concave vers le ciel (1) ; mais il semble qu'il y ait lieu, à cet égard, de faire des différences entre les éboulements qui se produisent dans les talus par remblai et ceux des talus par déblai (2). Il paraît en tout cas bien établi que d'une façon générale les surfaces de séparation se rapprochent de la verticale vers le haut, pour s'infléchir ensuite à peu près parallèlement au talus et se rapprocher de l'horizontale vers le bas, ce qui, en somme, constitue une forme générale concave.

En dehors de ces glissements en bloc, le profil d'un versant argileux tend naturellement à se régler aussi suivant une courbe concave, en raison du ruissellement soit à la surface, soit jusqu'à une faible profondeur dans la masse fendillée, puisque l'imperméabilité assure ce ruissellement, dont l'effet est la rotation du versant autour de son pied, dans des conditions analogues, en petit, à celles de la détermination du profil en long d'un cours d'eau. La protection plus grande donnée par la végétation à la surface supérieure, dont la déclivité est faible, tandis que la pente du versant est plus exposée à la dégradation continuelle par le ruissellement, maintient souvent avivée, mais sans éboulements ni glissements, l'arête de raccordement des deux surfaces ; tandis que cette arête disparaît souvent, lorsqu'il s'agit des versants calcaires, comme nous l'avons vu, pour faire place à une convexité (3).

Toutefois, l'allure concave est peu manifeste quand la végétation consolide aussi les versants. L'argile conserve alors des bombements et des ondulations diverses, en surfaces très unies et très adoucies. Les affaissements sont rares quand le sol est boisé, et lorsqu'ils se produisent, ils sont lents et limités à de faibles déplacements séparés par de longs intervalles d'immobilité.

Lorsque les pentes argileuses sont dénudées et surtout quand l'argile est mélangée de sable, les talus peuvent se creuser d'une quantité de rigoles sous l'action d'un ruissellement énergique. Ces rigoles s'approfondissent en forme de V aigus ; les cloisons qui les séparent s'amincissent jusqu'à se réduire à des crêtes en lame de couteau, qui sont absolument instables et s'éboulent très vite. La surface attaquée se découpe pour ainsi dire sans limite, au point que la figuration de cette multitude de crêtes et de ravins cesse d'être possible aux échelles topographiques. On en voit des exemples

(1) Collin, ingénieur des ponts et chaussées. — *Recherches expérimentales sur les glissements spontanés des terrains argileux*, 1846. Voir l'atlas de cet ouvrage, et notamment les planches IV et X.

(2) Lefebvre. — *Mémoire sur la constitution des terres, etc.*

(3) Voir pages 373 à 379.

dans certaines vallées des Alpes, notamment dans celles du Briançonnais, où les marnes argileuses auxquelles on a donné le nom de *terres noires* prennent souvent cet aspect. Les découpures s'y entrecroisent comme les mailles d'un filet. « La complexité des formes augmente encore lorsque des gypses ou des massifs de sel sont mêlés aux couches argileuses, comme il arrive dans les Alpes, les Pyrénées et en Algérie (1). »

Dans l'argile, en raison de l'imperméabilité, il n'y a jamais de sources; l'eau n'existe à la surface que quand il pleut, et comme elle entraîne des parcelles d'argile, elle est toujours limoneuse; mais le nombre des thalwegs est considérable, et tous contiennent des ruisseaux intermittents. C'est donc absolument le contraire de ce qui a lieu dans les calcaires, où les ruisseaux sont rares, clairs et permanents. A la première inspection d'une carte topographique, on reconnaît donc sans hésitation si on a affaire à une région perméable et très probablement calcaire, se signalant par ses formes convexes, toujours fermes, parfois rapides et même escarpées, par la rareté de ses cours d'eau, l'allure du fond plat ou convexe des grandes vallées, avec fausses rivières au pied des versants; ou bien s'il s'agit d'une surface imperméable et très probablement argileuse, avec ses formes adoucies à tendance concave, ses ruisseaux très nombreux, les courbes inférieures des versants unissant les pentes et les fonds des vallées, etc...

Contrairement à ce qui semblerait logique, étant donnée la disposition de l'argile à se répandre, elle forme très souvent des berges verticales. La plupart du temps, les rivières qui coulent dans des vallées ou des plaines remplies d'alluvions limoneuses où l'argile entre pour une forte proportion ont des berges taillées à pic. Ce fait tient toujours aux mêmes raisons. Quand l'argile est humide, elle est imperméable. Le périmètre mouillé, dont les fissures sont bouchées par le gonflement de l'argile superficielle, protège la masse intérieure contre les fendillements et la pénétration de l'eau. Cette masse reste solide et capable, par conséquent, de se tenir sous n'importe quelle inclinaison. La surface horizontale, d'ordinaire en prairies, protège également par son humidité les parties intérieures.

Il y a donc, au point de vue de l'amollissement de la masse argileuse, une différence essentielle d'une part entre une surface horizontale et une surface inclinée et surtout inclinée un peu fortement, d'autre part entre un versant à l'air libre, passant par des alternatives de sécheresse et d'humidité, et une berge toujours mouillée.

De Lapparent a signalé, sinon des *falaises d'argile,* du moins des talus

(1) E. de Martonne. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 3.

argileux se maintenant à une pente assez raide dans les falaises de la Manche (1), lorsque l'argile est protégée, dans des conditions analogues, contre la propagation des fissures et la pénétration de l'eau dans la masse, par un revêtement supérieur de couches d'une autre nature exerçant une pression continuelle, et par l'humidité entretenue sur le talus et dans les parties de la masse qui en sont très voisines.

Marnes. — Il n'y a rien de particulier à dire des conditions des versants marneux. Les marnes ne constituent pas, en effet, des terrains définis, puisqu'elles n'ont pas une composition fixe. Elles ne sont autre chose que des mélanges en proportions variables d'argile et de calcaire, et, par conséquent, elles se comportent d'une façon mixte, se rapprochant des caractères des calcaires si le calcaire y domine; mais le plus souvent de ceux de l'argile, qui s'imposent davantage. Dans ce dernier cas, elles prennent des formes un peu plus fermes que celles de l'argile, avec une imperméabilité bien tranchée.

Grès. — Nous avons peu de chose à signaler en ce qui concerne les formes des versants dans les grès, après l'étude que nous en avons faite dans les parties du grès vosgien et du grès rouge qui s'appuient sur les Vosges granitiques (2). Nous avons reconnu que les versants gréseux ne pouvaient pas posséder des caractères très définis, par la raison que la composition même du grès est très variable. Il y a des grès tendres et des grès durs; des grès à grains fins et des grès composés d'éléments de toutes les grosseurs, jusqu'aux conglomérats formés de blocs volumineux; des grès perméables et des grès imperméables; des grès compacts et des grès fissurés, etc..., dont le ciment peut être quelconque; de sorte qu'au point de vue de la résistance à l'érosion et des formes des versants il est fort difficile de leur découvrir un faciès topographique qui leur soit spécial, et n'expose pas à les confondre surtout avec des calcaires, lorsqu'il s'agit de grès perméables, ou avec des roches granitiques, s'ils sont imperméables.

Nous avons signalé la forme des silhouettes en trapèze; les côtés latéraux du trapèze, c'est-à-dire les versants, sont des lignes droites régulièrement inclinées si le grès est homogène sur toute la hauteur du versant; mais on peut dire que le plus souvent, et sans chercher à formuler des règles générales qui ne peuvent pas exister, les versants taillés dans l'épais-

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.
(2) Voir pages 140 à 149.

seur des grès rencontrent des bancs de résistance inégale, et que par suite la pente n'est pas uniforme sur toute la hauteur. La raideur peut être la même que pour les calcaires, jusqu'à l'escarpement; mais comme la surface des grès se désagrège parfois assez vite, et que cette désagrégation donne du sable, les pieds des versants s'encombrent de talus d'éboulis en pentes très douces.

Enfin, il faut ajouter que le cas des masses gréseuses est beaucoup moins fréquent que celui des masses calcaires, et que le plus habituellement les grès se présentent par couches plus ou moins épaisses alternant avec des formations de nature différente. Dès lors, ils contribuent aux profils des vallées dans la mesure que comporte leur épaisseur relative.

Sables. — Les sables n'ont aucune topographie ferme ; en dehors de leur disposition en dunes sous l'action du vent, que nous étudierons plus loin, ils tendent naturellement à s'écouler lorsqu'ils sont secs et à former des nappes horizontales. Leurs talus, quelle qu'en soit la pente, sont toujours fragiles, à moins qu'ils ne s'agglutinent, auquel cas ils cessent, comme consistance, d'être à proprement parler des *sables*. Mouillés, ils sont momentanément agglutinés et donnent alors des masses plus compactes ; mais l'érosion par les courants d'eau y produit des ravinements immédiats, dont les berges mouillées peuvent se découper à pic, et conserver des profils très raides même en séchant, mais sans solidité aucune. Ces berges éphémères s'éboulent une fois sèches avec d'autant plus de facilité que le sable est plus fin ; elles ne s'arrêtent alors à aucun profil défini.

Selon M. Duponchel, la différence entre les sables et les limons, au point de vue de la solidité des berges taillées dans les alluvions, est la suivante (1) : Les particules limoneuses, surtout sous pression, adhèrent fortement les unes aux autres. Une berge verticale formée de limon se désagrège très peu ; tandis que la surface du limon ne résiste aucunement à l'action d'un courant d'eau. Les sables possèdent la propriété inverse : les grains de quartz qui les composent s'enchevêtrent de façon à présenter une certaine résistance à un courant d'eau dans le sens de la suface ; mais comme l'adhérence de ces grains entre eux est nulle, ils ne résistent pas à une action latérale, et le moindre effort sur les berges qu'ils forment les fait ébouler.

Ces propriétés contraires font que les alluvions composées de limon et de sable mêlés possèdent une résistance moyenne. En surface, le sable donne aux particules limoneuses la fixité qui leur manque ; sur la tranche, le limon

(1) DUPONCHEL. — *Traité d'hydraulique et de géologie agricoles*, 1868.

agglutine les grains de sable. Si la surface et la tranche se dessèchent, le sable s'oppose à l'ouverture des fissures qui se manifestent toujours dans l'argile pure.

Versants composés. — Pour résumer ce qui précède, on peut dire qu'au point de vue de la forme des versants les terrains stratifiés se divisent en deux catégories : les terrains perméables en petit ou en grand, généralement formés de roches dures ou tout au moins compactes et fermes, et les terrains imperméables représentés surtout par les argiles et les marnes argileuses.

Nous mettons à part les terrains cristallins, qui n'intervenant pas dans les séries stratifiées proprement dites et ne s'y montrant, tout au moins en régions moyennes, qu'à titre exceptionnel et à l'état d'intrusions (1), n'entrent guère dans la constitution des versants composés d'alternances de roches diverses. Nous ne parlons pas non plus ici des terrains recristallisés, qui, bien que normalement stratifiés et originairement composés d'alternances de roches diverses, forment des masses métamorphiques à peu près homogènes au point de vue de la résistance aux érosions.

Nous avons reconnu qu'à une roche quelconque n'appartient pas une pente déterminée ; par suite, la pente d'un calcaire peut très bien, sur tel profil de versant, être la même que celle d'une argile sur tel autre profil ; à cet égard, il n'y a rien d'absolu. Mais lorsque l'argile et le calcaire se rencontrent sur le même profil, lorsqu'ils ont été par conséquent taillés et modelés par les mêmes actions et dans le même temps, la différence de raideur des pentes sur les diverses parties de ce profil se manifeste en raison des différences de résistance à l'érosion, et surtout à l'érosion pluviale, au ruissellement.

Dans les régions moyennes, puisqu'il convient de faire des réserves en ce qui concerne les versants de montagnes (2), sur un versant qui coupe une succession de couches de grès ou de calcaires alternant avec des argiles ou des marnes, tous les affleurements de roches dures se traduisent par des pentes relativement rapides, tous ceux de roches tendres par des pentes plus adoucies, avec une disposition à la concavité quand il s'agit de roches tendres imperméables. Les versants présentent alors des ressauts, dont l'emplacement et la hauteur dépendent de la situation relative des couches tendres et dures, ainsi que de leur épaisseur. Dans ces conditions, on peut

(1) Voir page 102.
(2) Voir page 248.

concevoir une grande variété de combinaisons, que nous rencontrerons dans l'application, mais qu'il nous paraît peu utile de rechercher au point de vue théorique.

La présence de bancs argileux coupés par les versants y introduit, comme nous avons eu jusqu'ici fréquemment l'occasion de le voir dans des circonstances très variées, une cause de dégradation qui n'existe pas quand les versants sont gréseux ou calcaires sur toute leur hauteur.

Si la couche supérieure A est calcaire, par exemple, les eaux pluviales qu'elle absorbe et qui la traversent s'arrêtent sur la couche argileuse B qui vient au-dessous ; elles s'écoulent à la surface lubrifiée de cette couche, et viennent sourdre à la partie inférieure du calcaire, sur le versant. Leur action s'ajoute à celle du ruissellement de la pluie sur l'argile B du versant, pour *déchausser* le calcaire A et le saper par la base. Il en résulte, comme nous l'avons constaté ailleurs (Côte-d'Or, Jura, etc...) que l'arête A du haut du versant, au lieu de s'émousser et de se transformer peu à peu en convexité, tend toujours à s'aviver par la chute de blocs de calcaire mis en surplomb, dès que la partie surplombante atteint une des fissures du banc calcaire. Le profil du versant comporte donc en haut une paroi escarpée, plus ou moins élevée suivant l'épaisseur de l'assise calcaire qui en forme le couronnement. D'autre part, si le bas du versant est occupé par une assise argileuse ou marneuse, F, la rotation du profil s'y exerce comme sur tous les versants imperméables. Cette rotation ne se poursuivant pas à partir du banc calcaire E, qui surmonte cette couche inférieure, ce calcaire est mis en surplomb, et le banc se démolit par morceaux, comme celui du haut du versant. Il se produit donc là un second escarpement et un recul de cet escarpement E′ à chaque nouvelle chute de blocs calcaires. A ce recul correspond naturellement un nouveau profil en pente D′ de l'argile qui vient au-dessus, et le même phénomène se propage ainsi de bas en haut jusqu'à la partie supérieure ; de sorte que le profil, au lieu de présenter des pentes alternativement douces et fortes avec tendance à la concavité et à la convexité, se taille en escalier dont les marches argileuses sont inclinées, et il recule de plus en plus en conservant la même disposition, avec une tendance pour les pentes argileuses à s'adoucir graduellement.

Lorsque les bancs calcaires sont séparés de l'argile par des lits de sable

ou de gravier facilitant l'établissement d'un niveau d'eau souterrain, l'effet de sapement des calcaires par la base est encore plus prononcé. Le sable est facilement entraîné par l'eau, et les parties du banc calcaire qui restent sans appui descendent sur place en s'inclinant dans le voisinage du versant, avant même de se débiter en blocs qui s'éboulent.

Le maintien des escarpements A, C, E, dépend naturellement de la nature de la roche. Certains grès et certains calcaires conservent toujours une arête vive et une régularité de muraille; d'autres prennent l'aspect de tours ruinées; d'autres encore s'écrêtent plus vite par le haut que le sapement par la base ne les avive; alors la continuité des pentes alternativement faibles et rapides tend à se rétablir entre deux chutes de blocs. Ces diverses circonstances peuvent se rencontrer réunies sur un même profil de vallée et intéresser telle partie du profil ou telle autre.

Outre la nature même des roches, les épaisseurs relatives des bancs tendres ou durs, perméables ou imperméables, ont aussi leur influence dans la détermination des profils. Si, par exemple, une assise calcaire peu épaisse surmonte une masse argileuse puissante, l'adoucissement par rotation du talus argileux entraîne souvent le recul de l'escarpement calcaire par la chute de petits blocs, qui s'éboulent sur la pente argileuse et peuvent rouler jusqu'au fond de la vallée. Si l'assise calcaire est épaisse, les éboulements peuvent être moins fréquents, mais se produire par masses plus volumineuses qui recouvrent longtemps le talus d'argile et même s'y enfoncent sur place. Il arrive aussi que l'éboulement forme sur la pente un revêtement qui la protège contre les érosions ultérieures. C'est, comme on le verra plus loin, le cas des pentes des sables de Fontainebleau, garanties par les éboulements des bancs de grès supérieurs.

Lorsqu'une masse calcaire puissante surmonte une couche argileuse ou sableuse de faible épaisseur, l'aplatissement de cette dernière par rotation s'étend naturellement peu, et il en résulte que les blocs calcaires séparés par les diaclases ne s'éboulent pas. Ils ne font que s'incliner en basculant sur place. Alors l'intervalle entre deux assises calcaires, occupé par un lit d'argile, de marne ou de sable, se ferme et disparaît sur le versant. Le niveau aquifère qui peut exister à la base du calcaire perméable ne se révèle plus sur ce versant que par une ligne de suintements à la jonction des deux masses calcaires rapprochées.

Enfin, on remarque souvent que des lits argilo-sableux, intercalés dans des masses gréseuses ou calcaires très épaisses, participent plus ou moins aux profils escarpés de ces masses, par l'effet de la compression.

Les glissements qui se produisent dans les talus argileux, dont nous avons

parlé plus haut (1), se rencontrent aussi dans les versants composés. La masse calcaire superposée à l'argile ne s'éboule pas toujours seule, sapée par la base. Il arrive que la diaclase, la fissure qui individualise la partie destinée à s'ébouler, se prolonge dans l'argile sous-jacente, et la tranche calcaire ainsi que la tranche argileuse sur laquelle elle repose glissent ensemble.

Sur toute la hauteur du calcaire, la fissure est « très souvent verticale, quelquefois même en surplomb. Cette partie de la paroi mise à nu ne présente jamais de traces de frottement et n'est pas unie et lisse. Elle a quelquefois l'apparence brillante qui est la conséquence du passage et du séjour de l'eau (2) ». Au-dessous, dans l'argile, la paroi est lisse et offre des traces de frottement. La courbure de cette partie n'est pas continue ; elle montre presque toujours sur son ensemble, généralement concave, un bombement convexe plus ou moins prononcé et plus ou moins rapproché du haut.

Les eaux qui s'infiltrent dans la fissure y développent une pression qui tend à la prolonger et à la faire ouvrir davantage. L'extension peut se produire en longueur et en profondeur. En longueur, la fissure se prolonge en se rapprochant du talus, de façon à limiter l'étendue du bloc séparé de la masse. En profondeur, elle se prolonge en suivant la direction dans laquelle l'extension éprouve le moins de résistance. Sur le profil, la ligne de moindre résistance est d'abord rapprochée de la verticale ; puis elle s'infléchit parallèlement au talus extérieur ; puis, se heurtant à la résistance qu'opposent les terres du fond, elle prend une direction horizontale. « Cette ligne de moindre résistance doit donc nécessairement présenter une forme générale rappelant celle d'une cycloïde ou d'une courbe analogue (2). »

L'adhérence se réduit en même temps que la pression hydrostatique augmente. Il arrive un moment où cette dernière devient supérieure à la résistance à la partie inférieure et aux résistances latérales. Le bloc détaché se met alors en mouvement, lentement et irrégulièrement, le mouvement s'accélérant à la suite des pluies, s'arrêtant complètement pendant la sécheresse (2).

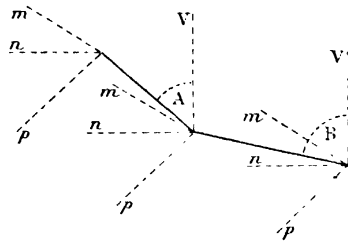
Nous avons supposé jusqu'ici que la vallée est creusée suivant la ligne de plus grande pente d'un terrain formant une sorte de grand plan peu incliné où la stratification est concordante. C'est évidemment le cas le plus simple. Les profils en travers sont symétriques par rapport à l'axe de la vallée et ces profils ne diffèrent entre eux que par la plus grande largeur de la vallée en allant d'amont en aval, ainsi que par son approfondissement graduel, qui

---

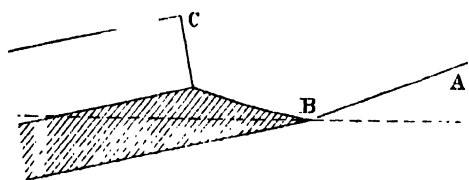
(1) Voir pages 379 à 383.

(2) LEFEBVRE. — *Mémoire sur la constitution des terres, etc...*

peut mettre à découvert de nouvelles alternances de couches. En somme, les profils en travers varient avec la pente du profil en long de la vallée par rapport à la surface générale, et avec le plongement des couches par rapport à cette même surface.

Si la direction de la vallée n'est pas celle du plongement des strates, les profils, tout en restant déterminés de même, ne sont plus symétriques, et le cours d'eau primitif n'occupe plus le milieu de sa vallée. Nous avons déjà reproduit à ce sujet la démonstration donnée par MM. de La Noë et de Margerie dans les *Formes du terrain* (1) à propos des profils des vallées dans la Côte-d'Or. Théoriquement, les pentes les plus rapides que puissent conserver les diverses couches coupées par une vallée sont *absolues;* elles ne dépendent ni de la direction de la vallée, ni de l'inclinaison des strates, puisqu'il s'agit du talus d'équilibre de *la matière* même qui constitue chaque couche. Si ces inclinaisons sont, par exemple A et B, par rapport à la verticale V, on conçoit que ces angles A et B déterminés par la nature de la roche sont tout à fait indépendants du plongement des couches, que ce plongement soit *m, n, p,* ou tout autre; c'est ce que MM. de La Noë et de Margerie ont exprimé par cette proposition : *L'inclinaison des versants est indépendante de la stratification.* Mais la façon dont une vallée d'érosion, suivant sa direction par rapport à la stratification, aborde les couches et en dessine les affleurements est extrêmement variable. Dans chaque cas particulier, on déterminerait sans difficulté, s'il y avait intérêt à le faire, l'allure des affleurements par rapport à la vallée, au moyen d'une petite construction de géométrie cotée.

Un cas spécialement intéressant est celui où l'un des versants s'établit sur une couche dure A, tandis que l'autre versant est constitué par une couche tendre B, surmontée par une couche dure C. Le profil en travers A B C est alors celui d'une vallée transversale par rapport au plongement des strates. C'est le cas des vallées monoclinales, dans lesquelles le cours d'eau tend naturellement à creuser la couche tendre B, en glissant sur la surface de la roche dure A, et à se déplacer latéralement dans le sens A B. Nous en avons signalé un grand exemple dans la vallée du Grésivaudan et le

(1) Voir page 157.

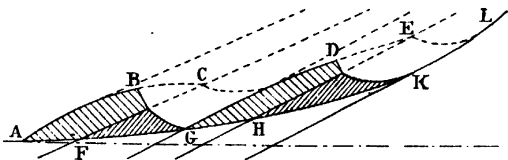
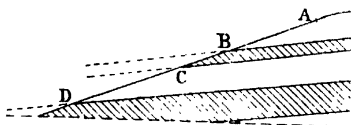
déplacement vers la droite du cours de l'Isère, s'éloignant du massif de Belledonne. Sur des proportions moindres, c'est le mécanisme d'érosion des vallées anticlinales par les ruisseaux latéraux qui donnent dans un ruz perpendiculaire à un crêt, et nous en avons eu de nombreux exemples tant dans le Jura que dans l'Atlas saharien. Nous en trouverons beaucoup d'autres dans les régions moyennes où ce mécanisme joue aussi, comme nous allons le voir, un rôle très important pour le modelé topographique.

La proposition si positivement formulée de l'indépendance de l'inclinaison des versants, par rapport à la stratification, ne doit pas être prise trop au pied de la lettre. Cette indépendance suppose, en effet, dans chaque couche, dans chaque roche sédimentaire, une résistance à l'érosion qui est la même dans tous les sens. Or, il n'en est pas toujours ainsi. Beaucoup de roches stratifiées se divisent en bancs parallèles au plan de stratification et de résistance inégale, ce qui cause souvent une différence sensible dans la façon dont elles se comportent selon qu'elles sont attaquées en surface ou en tranche, plus ou moins obliquement. En outre, les roches dures calcaires, et dans une certaine mesure les grès, étant d'avance divisés en prismes irréguliers par des fentes en général perpendiculaires à la stratification, et ces fentes favorisant l'érosion sous forme de séparation et d'éboulement des blocs prismatiques, dans des sens déterminés, la nature de la roche n'est pas seule en cause, et il faut aussi tenir compte de sa structure.

CHANGEMENTS DE DIRECTION DES VALLÉES

Coudes des rivières. — Lorsqu'une vallée d'érosion, dans une région qui n'a subi aucune dislocation ni aucun plissement très accentué, change brusquement de direction, il est toujours intéressant de rechercher la cause qui modifie son tracé. Cette cause peut être un obstacle en travers, qui s'oppose à ce que le cours d'eau poursuive sa route directe suivant la pente générale; ou bien, s'il ne se conformait pas à cette pente avant le change-

ment de direction, et que celui-ci ait pour effet de l'y ramener, la cause peut être, au contraire, la cessation d'un obstacle qui jusque-là l'empêchait de s'écouler suivant la pente. Dans les régions moyennes, les principaux obstacles proviennent de l'affleurement du bord d'une couche dure dans une direction transversale par rapport à la pente de la surface. Lorsque ces affleurements sont mis en relief sous forme de ressauts ou de *falaises*, les cours d'eau qui les abordent sont très souvent détournés et en longent le pied dans des vallées monoclinales.

L'obstacle n'existe pas lorsque la déclivité de la surface générale est de même sens que le plongement des strates et qu'elle est égale ou supérieure à ce plongement. En effet, supposons un ensemble de couches concordantes faiblement incliné sur l'horizon et dont la surface doit être progressivement érodée suivant des pentes plus rapides, en raison du niveau de base que les eaux doivent rejoindre; la seconde couche BC, puis la troisième CD et les suivantes, seront successivement atteintes par le creusement des vallées et des thalwegs secondaires, et coupées obliquement en biseau tourné vers le bas de la pente, dans des conditions favorables à la conservation d'une surface continue, *sans ressauts brusques*, sinon sans changements de pente. Mais il n'en est plus de même quand le plongement des strates devient plus rapide que la pente suivant laquelle l'écoulement des eaux tend à s'établir. Les couches sont bien encore coupées en biseau, comme dans le cas précédent; mais le biseau est tourné vers le haut, vers l'amont. Partout où les couches argileuse sont mises à nu, il se produit des dépressions, ces couches étant facilement délitables; et ces dépressions mettent en relief les biseaux calcaires, qui se dressent, formant barrage à l'écoulement des eaux.

Supposons un cours d'eau qui creuse son lit FGHKL, en courbe longitudinale concave, au-dessous de la surface ABCDE, où l'érosion pluviale, usant la surface générale, peut avoir déjà fait apparaître des dépressions marneuses en CD et EL. Il va se créer sur ces deux points des profils de vallées monoclinales, dirigées perpendiculairement au cours d'eau AHKL,

si ce dernier coupe lui-même perpendiculairement les affleurements des strates. Les affluents qui prendront possession de ces vallées monoclinales approfondiront leurs lits dans les argiles, jusqu'à atteindre leurs niveaux de base en G et en K sur le cours d'eau principal, et en se déplaçant à cet effet latéralement par glissement sur les surfaces des couches dures. En même temps, la disparition des argiles, de E en K et de C et G, drainées par les affluents, laissera en surplomb petit à petit les biseaux calcaires BC, DE, qui s'ébouleront au fur et à mesure, remplacés par des falaises dont le recul ne s'arrêtera que quand les talus argileux en G et en K auront pris un profil stable. Le profil transversal du versant général, correspondant au profil longitudinal du cours d'eau, sera donc en crémaillère vers l'amont.

Ainsi que nous le faisions remarquer tout à l'heure, ce mécanisme n'est pas autre chose que celui du démantèlement des anticlinaux, quand le plongement des strates sur les flancs y est plus accentué que la pente des ruz transversaux; de même que le cas précédent se rapporte au creusement des vallées synclinales, dans le cas où les pentes des ondulations des strates sont inférieures aux talus que donne l'érosion pluviale (1). *La principale différence est dans les dimensions.* Nous aurons d'autres rapprochements intéressants à faire entre les flancs des plis proprement dits et les grands versants, qui peuvent à juste titre être considérés comme des flancs d'anticlinaux ou de synclinaux de vastes proportions (2).

Ainsi, les *falaises* au regard tourné vers l'amont, qui barrent la continuité des grands versants, ne sont en réalité que de gigantesques *crêts* de flanquements d'anticlinaux. Les surfaces libres des couches dures ou tendres AB, GD, DK, sont souvent très étendues; elles peuvent d'autant mieux prendre les dimensions de véritables régions, dont nous aurons à nous occuper, qu'indépendamment de toute érosion de la surface générale, ces affleurements se présentent souvent *en retrait*, par suite des régressions marines. Pour le moment nous ne les considérons qu'au point de vue de l'obstacle à l'écoulement créé par la falaise, et de la vallée avec cours d'eau monoclinal qui en résulte. Cet obstacle, les cours d'eau dirigés suivant la pente du bassin doivent nécessairement soit le franchir, soit l'éviter. Presque toujours les cours d'eau principaux suivant la pente générale ont existé avant la mise en saillie des bords des assises dures, par la raison que l'érosion fluviale est toujours beaucoup plus rapide que l'érosion de surface produite par le ruissellement. Ces cours d'eau principaux sont donc *antécédents* par rapport au relief des

(1) Voir pages 175 à 183.
(2) Voir page 167.

falaises qu'ils abordent directement, et l'obstacle apparent ne s'est élevé de chaque côté de leur vallée que graduellement, par l'enfoncement du lit du cours d'eau gagnant son niveau de base. Cet obstacle n'a donc pas existé, puisque les couches dures qui le composent ont été *sciées* peu à peu. Il n'est devenu un obstacle réel que plus tard, par exemple pour un cours d'eau parallèle au principal, et ultérieurement déterminé dans une des régions comprises entre deux falaises successives. Abstraction faite du sens, probablement régressif, dans lequel le creusement s'est produit, ce cours d'eau n'a pu qu'aboutir à une vallée monoclinale déjà creusée, qu'il a dû emprunter en tournant à droite ou à gauche, et suivre jusqu'à ce qu'il ait rejoint le passage ouvert à travers l'obstacle par le cours d'eau principal antécédent.

Mais cette raison due à la disposition des strates par rapport aux cours d'eau n'est pas la seule qui puisse déterminer une rivière à changer brusquement de direction, dans les régions de structure simple qui nous occupent. Les fissures, les diaclases, jouent ici un rôle directeur beaucoup plus marqué que dans les pays de montagnes. Nous en avons donné des exemples et nous aurons l'occasion d'en voir d'autres, surtout dans les régions calcaires. C'est, nous semble-t-il, aux circonstances de ce genre qu'il convient d'appliquer l'observation suivante faite par les auteurs de l'ouvrage sur les *Formes du terrain :* « D'une manière générale, on peut dire qu'un cours d'eau d'une direction donnée tend toujours à s'infléchir du côté où il trouve le moins de résistance. Si donc une même roche se trouve localement avoir été fissurée et broyée par compression, le cours d'eau qui la traverse pourra être dévié de son tracé général, à cause de la facilité plus grande qu'il trouve à creuser son lit dans les parties correspondantes (1). »

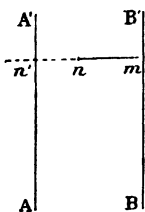
Coudes de capture. — Il arrive souvent qu'un changement brusque de direction ne se justifie par aucune raison de structure et relève uniquement de l'érosion. Tel est le cas des coudes de capture.

Ces coudes peuvent se présenter sous des aspects variés. Nous en avons vu différents cas dans les régions montagneuses, entre autres de très remarquables dans la vallée d'Allevard et les torrents affluents de l'Isère qui ont détourné le cours d'eau longitudinal du fond de cette vallée (2).

Supposons deux cours d'eau A et B coulant soit dans le même sens, soit en sens contraire, à une certaine distance l'un de l'autre. Admettons que le cours d'eau B, par exemple, soit arrivé pour des raisons quelconques, qui

(1) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain.*

(2) Voir pages 321 et 322.

peuvent être très diverses, à approfondir son lit plus vite que le cours d'eau A. En un point *m* aboutit, sur le cours d'eau B, un affluent qui, par action rétrograde, creuse son lit en rapprochant peu à peu sa tête *n* du cours d'eau A, lequel, par hypothèse, coule à un niveau plus élevé. Si le point *n*, dans son mouvement régressif, atteint en *n'* la rivière A, l'affluent *m n* devient pour cette rivière un déversoir latéral lui offrant une pente plus rapide, et le lit de cette rivière A se vide par le canal *n' m* dans la rivière B.

Il en résulte une augmentation de vitesse dans la rivière A en amont de *n'*; la rupture de pente qui y existe en ce point tend naturellement à se déplacer vers l'amont, et par conséquent l'érosion régressive du ruisseau *m n* se propage à partir de *n'* dans le lit de la rivière A, lequel s'approfondit en amont, abandonnant tout à fait la partie de son ancien cours située en aval de *n'*. Le nouveau tracé présente au point *n'* un changement brusque de direction, très caractéristique, le coude de capture, sur l'origine duquel l'étude attentive de la topographie de la région ne permet guère de se tromper. Sur l'ancien tracé abandonné en aval de *n'*, *à un niveau plus élevé*, il est très possible qu'en raison des nouvelles conditions de l'écoulement et en raison aussi de cette différence de niveau, la partie de l'ancien lit voisine du coude de capture se creuse, encore par érosion régressive, de telle façon qu'il s'établisse une contre-pente remontant de *n'* dans la direction de A' en aval, jusqu'à une certaine distance, jusqu'en un point de l'ancien tracé où subsistera un changement de pente et par conséquent un col.

Ces conditions sont caractéristiques des captures de cette forme, avec brusque changement de direction.

On remarquera que le schéma de la capture, telle que nous venons de la définir, ne suppose aucune condition autre que le développement en amont par érosion rétrograde, pour le cours d'eau capteur *m n*. Ce cours d'eau peut donc être un ruisseau pérenne, comme il peut être un torrent; son travail peut s'effectuer à ciel ouvert, comme il peut être souterrain. Dans ce dernier cas, la capture, tout aussi réelle, peut parfois être moins facile à constater, et sa préparation surtout peut passer inaperçue jusqu'au dernier moment. Un bon exemple de capture en voie de réalisation par un cours d'eau souterrain est celui de la Loue :

« Dans le Jura, on prévoit la disparition complète du Doubs supérieur, déjà souterrainement tributaire de la Loue, dont il alimente la puissante source, située à 10 kilomètres de son cours, 300 mètres plus bas. Le fait a

été presque réalisé lors de la grande sécheresse de 1906 (1). » Les dispositions respectives des deux rivières sont exactement celles du schéma ; la Loue (cours d'eau *m n*) est perpendiculaire au Doubs (cours d'eau A A'). Son prolongement souterrain rencontre le Doubs entre Pontarlier et Montbenoît, précisément dans la partie où il est constaté que les pertes du Doubs se produisent et profitent au débit de la Loue.

Question des méandres. — Nous arrivons à une intéressante question sur laquelle ont été émises différentes opinions que nous allons résumer d'abord.

On distingue deux sortes de méandres : les *méandres divagants* et les *méandres encaissés.* On appelle méandres *divagants* les sinuosités que décrit une rivière coulant librement dans une plaine ou sur le fond d'alluvions d'une vallée trop large pour son débit actuel, lorsque les versants de cette vallée ne participent pas eux-mêmes aux sinuosités de la rivière. Les méandres sont dits *encaissés* lorsqu'ils sont décrits par la vallée elle-même ; on leur reconnaît comme origine, non douteuse, d'anciens méandres superficiels et, par conséquent, du genre *divagant*, qui se sont enfoncés sur place.

Les auteurs des *Formes du terrain* font observer que si un cours d'eau n'est pas rectiligne, en chaque point de son lit les eaux tendent à s'échapper suivant la tangente à la courbe ; elles agissent fortement sur la berge concave et très peu sur la berge convexe ; la première est entamée de plus en plus, et le cours d'eau se déplace en conséquence. MM. de La Noë et de Margerie ajoutent que quand les sinuosités d'un cours d'eau se multiplient, la vallée dessine une suite de méandres dans lesquels les déplacements latéraux vers la rive concave exagèrent de plus en plus les boucles, dont certaines s'étranglent et finissent par se fermer. En ce qui concerne les méandres divagants, ils attribuent leurs divagations au remaniement des dépôts par les crues, un dépôt pouvant obliger le courant à se déplacer latéralement ; ou bien, dans les fonds de vallées convexes, à la rupture de la digue naturelle que forme la rive, le courant se portant contre le pied du versant, pour adopter, par exemple, le tracé d'une fausse rivière.

De Lapparent rappelle que dans les tournants le courant le plus rapide se rapproche sensiblement de la rive concave ; « la rivière dégrade ses rives concaves et alluvionne sur ses rives convexes ; en effet, la concavité des rives marque l'effort principal de l'eau courante, venant *se réfléchir* contre un obstacle qu'elle tend à détruire, tandis qu'à l'opposé se produisent des

(1) E. de Martonne. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 3.

remous favorables au dépôt des matériaux. Les berges concaves doivent donc prendre, sous l'influence des éboulements qui s'y produisent, un profil escarpé, tandis que les rives convexes doivent s'allonger sous la forme de presqu'îles doucement inclinées, laissant voir, dans les basses eaux, une accumulation de cailloux et de graviers, suivant la force habituelle du courant. Mais ces presqu'îles ne sont pas stables, les déplacements de la rivière l'amenant quelquefois à s'y rouvrir un nouveau canal (1) ».

L'explication des méandres encaissés donnée par le même auteur est celle de l'enfoncement sur place de méandres existant préalablement à la surface, par suite d'un changement de niveau de base, le terrain s'étant relevé relativement au niveau de la mer. « Leur irrégularité exclut d'ailleurs l'idée de grandes fentes, que l'effort des eaux se serait contenté d'élargir (1). »

MM. de La Noë et de Margerie justifient la différence de rapidité de la rive concave et de la rive convexe dans les méandres par la supériorité considérable de l'érosion fluviale qui s'adresse à la rive concave, sur l'érosion pluviale à laquelle seule est soumise la rive convexe, dont le ruissellement tend de plus en plus à affaisser la pente.

L'explication que donne M. Haug, dans son traité de géologie en cours de publication, doit être considérée comme représentant les opinions les plus récentes :

« Un cours d'eau met souvent un temps très long à régulariser sa pente, même lorsque son profil en long est déjà très voisin du profil d'équilibre.

» Dans son tronçon moyen, notamment, il possède souvent une pente trop forte, ce qui l'oblige à la diminuer. Lorsqu'il est encaissé dans un lit étroit, il obtient ce résultat en creusant profondément son lit d'aval en amont; mais lorsqu'il coule dans une large vallée ou dans une plaine, il n'arrive pas à vaincre la résistance opposée à son courant par les matériaux de son lit et il allonge son cours en décrivant des sinuosités sans creuser.

» Ces sinuosités sont désignées sous le nom de *méandres*. Leur mode de formation est connu depuis longtemps. Le fleuve coule au moment des grandes crues dans un *lit majeur* où il dépose ses alluvions, dans lesquelles, aux basses eaux, il creuse son *lit mineur* d'abord à peine sinueux. Dans les parties légèrement concaves, le courant dirigé en ligne droite rencontre la berge sous un certain angle, il est dévié d'un angle égal et rencontre la berge opposée, où il est de nouveau dévié pour la même raison. Il est ainsi renvoyé d'une rive à l'autre. Là où il rencontre une résistance, il affouille la berge et augmente la concavité. Par contre, il alluvionne dans l'angle

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

mort, accentuant ainsi la convexité. Les sinuosités tendent à s'exagérer de plus en plus, de sorte que les diverses boucles ont un pédoncule de plus en plus étranglé, qui finit par se trouver réduit à zéro. Le courant passe ainsi directement d'un méandre au suivant, en abandonnant la boucle intermédiaire, qui se transforme en un *délaissé*, c'est-à-dire en un lac où un chenal envahi par les eaux au moment des crues. En même temps, le fleuve, ayant abrégé son cours, a augmenté sa pente et sa vitesse et se met à affouiller son lit (1). »

A cette explication, M. Haug joint une figure théorique du développement des méandres, d'après Chamberlin et Salisbury, ainsi qu'un exemple des *délaissés* du Mississipi, d'après Shaler.

Dans ses leçons de géographie physique, de Lapparent développe, surtout d'après les géologues américains, l'idée des diverses phases de l'existence d'un réseau hydrographique assimilé en quelque sorte à un être vivant. Il y a une enfance du réseau, faisant ses premiers pas sur une surface structurale un peu indécise ; une jeunesse et une adolescence impétueuses, pendant lesquelles les lignes de drainage se creusent et se multiplient, les torrents se développent ; une maturité, au cours de laquelle « l'impétuosité de la jeunesse a fait place à un régime d'équilibre... Toutes les fonctions du réseau hydrographique s'exercent alors avec plénitude ». Ensuite « la vieillesse d'un réseau hydrographique se traduit par une atténuation générale ». Le courant perd de sa force, progressivement ; sa démarche devient mal assurée, il titube, il *décrit des méandres*... Enfin arrive la décrépitude, qui se traduit par l'obstruction des embouchures, etc...

C'est une poétique comparaison. Elle évoque la figure allégorique du fleuve représenté par un personnage à longue barbe

« Appuyé d'une main sur son urne penchante. »

Le commandant Barré dit, en parlant de la Seine :

« Les anciens méandres s'encaissent profondément, laissant apparaître au fond de leurs entailles une large plaine *où serpente le fleuve dégénéré* (2). »

M. W. Davis nous montre la Seine coulant à la surface d'une pénéplaine où elle « a dû acquérir une pente extrêmement faible et en même temps prendre l'habitude *d'osciller* d'un versant à l'autre, en décrivant des courbes relativement régulières, ou méandres, qui caractérisent les cours d'eau de faible inclinaison ». Puis le pays s'est exhaussé, le niveau de base s'est

---

(1) HAUG. — *Traité de Géologie*, 1er volume.
(2) BARRÉ. — *L'Architecture du sol de la France.*

relativement abaissé, « le fleuve sinueux continuant à approfondir son lit au-dessous du niveau des terres en voie d'exhaussement, et ainsi peut s'expliquer le creusement des méandres encaissés qui lui sont particuliers ; ils semblent des traits de vieillesse perpétués jusqu'au début du présent cycle de dénudation, comme le legs d'une phase avancée d'un cycle antérieur...

» La raison de l'élargissement de la zone des méandres semble résider dans l'augmentation de vitesse imprimée au cours d'eau par l'effet du soulèvement de la région. On pourrait mentionner beaucoup d'exemples analogues, mais aucun ne montre plus clairement les phénomènes qui caractérisent un cours d'eau *fortifié ;* les contreforts arrondis au pied desquels serpente la Seine s'emboîtant presque toujours exactement dans les falaises successives de la berge extérieure ; c'est un fleuve robuste et vigoureusement constitué. »

Alors, ce n'est plus le fleuve *dégénéré*, ce n'est plus le vieillard titubant, car il s'est rajeuni (heureux privilège !) par un changement de niveau de base.

Et le fait n'est pas une exception, car il en est ainsi d'une quantité de rivières, entre autres (pour continuer la citation du même auteur) la Semoy ; elle « montre que les méandres ne sont pas toujours un symptôme de paresse, car peu de rivières en possèdent autant et cependant elle atteint une pente qui monte à $1^{m},50$ par kilomètre ».

D'autre part, il arrive très souvent que les cours d'eau présentent des symptômes d'âges très différents suivant les sections de leurs parcours. Ils peuvent être alternativement *vieux* et *jeunes*. Dans une intéressante étude intitulée *Problèmes de l'histoire des vallées — Enns, Salzach*, M. de Martonne, commentant les opinions diverses émises au sujet des variations possibles du cours de l'Enns et de son confluent avec la Salzach, fait remarquer que l'Enns, en amont de Gesäuse, *s'étale paresseusement en méandres répétés* dans une vallée large à fond plat, tandis qu'en aval, dans la gorge étroite où il s'engage *« le fleuve bondit en écumant dans un lit encore resserré par des blocs calcaires gros comme une maison...* Autant le fleuve, aux environs d'Admont semble vieux et incapable de tout effort, autant il apparaît ici comme une force juvénile et indisciplinée (2) ».

(1) DOLLFUS. — *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. Annales de Géographie*, 1900, nº 46.

(2) E. DE MARTONNE. — *Problèmes de l'histoire des vallées — Enns, Salzach. Annales de Géographie*, 1898, nº 36.

La théorie, ou plutôt *l'idée philosophique* qui attribue aux cours d'eau une jeunesse, une maturité et une vieillesse, n'est évidemment pas dénuée de vérité, en ce sens qu'une rivière dont le profil longitudinal est régularisé peut être regardée comme parvenue au but que poursuit le travail de l'eau courante ; mais l'âge d'un cours d'eau ne peut être comparé à celui d'un autre que si les conditions de terrain, de volume et de vitesse sont les mêmes ; autrement, il peut arriver qu'un cours d'eau d'apparence très jeune soit beaucoup plus âgé qu'un autre dont le profil d'équilibre est atteint depuis longtemps. Et c'est pour cette raison que dans le même cours d'eau on trouve assez fréquemment des sections *d'apparence vieille* alternant avec des sections dont la jeunesse est tenace, parce qu'elle est conservée par la résistance qu'offre le lit à l'érosion.

Il faut donc accepter *sans la prendre à la lettre* l'idée de l'âge des cours d'eau, et surtout éviter de pousser à l'extrême la prétendue analogie de leur histoire avec celle de la vie humaine. Ainsi, cette conception suivant laquelle un cours d'eau décrit des méandres parce qu'il titube, parce qu'il n'a plus la force de marcher droit, conduit à une assez singulière conclusion : Pourquoi ce cours d'eau, souvent d'un volume important, manque-t-il de vigueur ? Cela ne peut être que parce qu'il manque de *vitesse*, c'est-à-dire de *pente*. Or, manquant de pente, il se livre à des sinuosités qui ont pour effet de réduire encore la pente qui lui fait défaut. D'où il suit que moins un cours d'eau s'écoule facilement, plus il travaille à s'écouler encore moins facilement ! Sous une forme différente, c'est la proposition réfutée par Cunit et par Costa de Bastelica, au sujet de l'influence prétendue de la profondeur sur l'approfondissement ; la confusion est la même entre la cause et l'effet.

Diverses circonstances, peut-être trop évidentes pour qu'on ait pris la peine de les signaler, accompagnent le phénomène des méandres :

1° L'amplitude des sinuosités d'une rivière est sinon *proportionnelle,* au sens géométrique du mot, du moins *en relation* avec la puissance de cette rivière, qui peut être considérée comme représentée par le produit de la masse par la vitesse. Les petits ruisseaux décrivent de petits méandres ; les fleuves en décrivent de grands ; et entre ces deux termes extrêmes, les méandres des cours d'eau intermédiaires se classent d'après l'importance relative de ces cours d'eau, toutes choses égales d'ailleurs. Ainsi, à considérer divers cours d'eau coulant tous au fond des vallées d'une même région, ayant des pentes à peu près égales, on les voit reproduire des sinuosités tout à fait analogues et en rapport avec leurs largeurs respectives.

Le **N° 129** montre successivement par ordre d'importance, dans le même terrain d'alluvions de fond des vallées, pris dans la même région, sur la feuille de Lunéville de

la nouvelle carte de France au 50.000e : 1° les sinuosités de la Meurthe, entre Saint-Clément et Lunéville ; 2° celles de la Mortagne, entre Gerbéviller et Xermaménil ; 3° celles de la Vezouse vers Manonviller ; 4° celles de la Blette entre Mignéville et Herbéviller. Ces sinuosités présentent des dessins d'une très grande analogie, qui se reproduisent avec des dimensions différentes suivant l'importance de chacun des quatre cours d'eau. Si on changeait les échelles, de manière à les ramener tous les quatre à une largeur uniforme, on obtiendrait partout à peu près la même amplitude de sinuosités.

2° Lorsqu'un cours d'eau occupe le fond d'une vallée qui décrit elle-même des méandres (méandres encaissés), il ne remplit généralement pas le fond de cette vallée et coule dans une partie des alluvions qui tapissent ce fond ; mais les méandres de la vallée sont, sinon *proportionnels,* du moins *en rapport* avec l'importance actuelle du cours d'eau ; ce qui revient à dire que les cours d'eau actuels sont *dans une commune mesure*, par régions, des diminutifs des cours d'eau de l'époque des hauts niveaux. Cette proposition, sans avoir été formulée à notre connaissance, est implicitement admise en principe.

Nous trouvons, en effet, dans une note de M. W. Davis sur les vallées à méandres (1), à propos du cours actuel de la Meuse, que l'auteur reconnaît n'être pas d'accord avec l'importance des méandres de la vallée :

« Il ne semble pas possible qu'une vallée offrant des méandres à courbure régulière soit creusée par un autre agent qu'un cours d'eau décrivant des courbes régulières. En fait, la vallée n'est pas simplement une vallée sinueuse ; il faut encore noter qu'elle offre des pentes douces sur les versants convexes. Or, on ne connaît certainement pas aujourd'hui d'autre agent qu'une rivière *d'un volume convenable* pour creuser une vallée à méandres de cette espèce. »

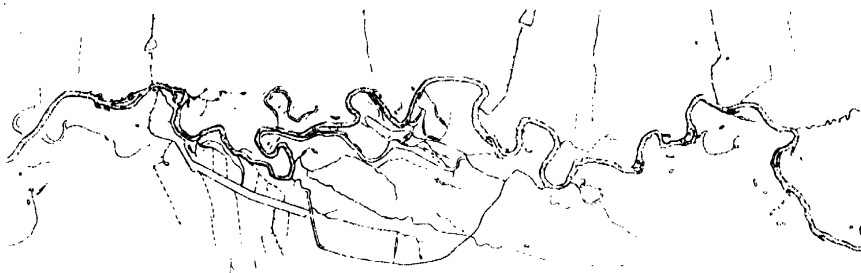
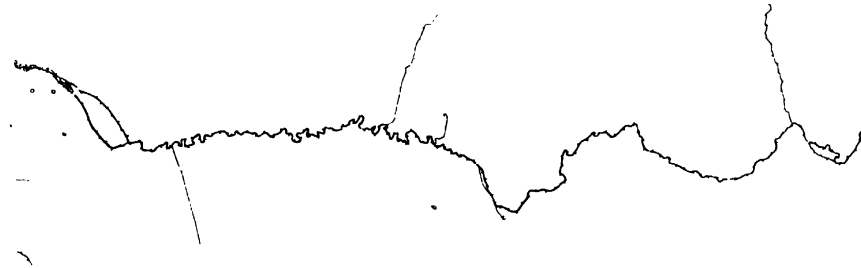
C'est donc une question de proportions. La Meuse actuelle ayant perdu ses affluents par des captures dont nous reparlerons, n'est plus *en rapport* avec les méandres de la Meuse ancienne. Mais le fait est encore bien plus frappant pour d'autres cours d'eau ; ainsi, la Bar :

« Dans le prolongement direct du tronçon supérieur de l'Aire, une vallée s'ouvre qui mène à la Meuse, un peu en aval de Sedan ; elle est suivie sur la plus grande partie de sa longueur par un petit cours d'eau, la Bar ; mais tandis que la vallée présente des méandres très nets, dont le rayon de courbure est important, la Bar n'est qu'un mince ruisseau qui serpente çà et là sur le fond plat de la vallée, revenant parfois sur lui-même pour reprendre sa direction première. Les versants présentent la disposition habituelle en

(1) Voir *Annales de Géographie*. 1899. n° 38.

LORRAINE

Échelle du 50.000ᵉ

Échelle du 80.000e

pareille occurrence : pentes rapides sur le bord externe des courbes, pentes douces sur le bord interne...

» Les indices d'un volume autrefois plus considérable pour le cours d'eau qui jadis épousait le tracé des méandres de cette vallée sont parfaitement concluants, etc... (1). »

Là encore il s'agit d'une capture, et à cet égard nous y reviendrons ; mais ce qui pour l'instant doit fixer notre attention, c'est que, par suite de cette capture, la Bar n'a pas conservé une importance en proportion de sa vallée et des méandres de cette vallée. Il en résulte que le ruisseau ne se borne pas à suivre, dans les alluvions du fond, le mouvement de ces grands méandres ; il les accidente de petites sinuosités en rapport avec son volume actuel, ce qu'on pourrait appeler des *méandres de méandres* ou des *méandres du second degré.*

Nous n'avons pas de levés nouveaux pour cette partie ; mais l'extrait de la carte au 80.000e **No 130** est très suffisant pour faire voir la disposition de ces méandres.

Nos exemples pris sur la feuille de Lunéville (**No 129**) sont dans des conditions aussi identiques que possible de pente et de terrain. Il s'agit des mêmes alluvions de fond de vallées ; la composition du sol environnant est la même et tous les terrains traversés en amont par les cours d'eau, depuis le grès vosgien, appartiennent aux mêmes formations. La seule variable est le volume du cours d'eau. Il n'est donc pas douteux que le rayon des sinuosités, en rapport direct avec ce volume, dépende, toutes choses égales d'ailleurs, de la puissance érosive du cours d'eau.

Ceci s'applique à *l'amplitude* des sinuosités et non à leur existence même ; à notre avis cette dernière est le plus souvent nécessitée par un changement de régime. La rivière cessant de charrier des alluvions en grande quantité, passant d'un régime torrentiel à un régime tranquille, la force accélératrice G (2) n'est plus contrebalancée par la somme $F + P$ ou force retardatrice ; la vitesse devient trop grande, même pour un débit beaucoup moindre, et par suite, la diminution de pente s'impose. Si cette diminution de pente peut se réaliser plus facilement par l'allongement du parcours que par tout autre moyen, c'est cet allongement qui prévaut, en vertu du *principe du moindre travail;* et entre un point de départ dans le bassin supérieur restant à peu près fixe, avec une asymptote d'amont considérée comme

---

(1) M. W. Davis. — *La Seine, la Meuse et la Moselle. Annales de Géographie,* 1895, no 19.

(2) Voir pages 346 et 347.

pratiquement invariable, et un point d'arrivée peu variable aussi sur une asymptote d'aval également fixée, cet allongement s'effectue par les sinuosités.

Reprenons la remarque de Cunit :

« On peut tous les jours observer entre les digues de l'Arc, de l'Isère et du Drac, dans leurs parties rectilignes surtout, les incidences multipliées qui reportent le courant des basses eaux alternativement d'une rive à l'autre *avec une régularité frappante et l'on pourrait dire quelquefois mathématique* (1). »

Cette régularité, nous l'avons très souvent constatée aussi dans beaucoup d'autres torrents ; par exemple dans le Fier, entre Thônes et le défilé de Dingy, où le lit s'étale ; dans le torrent de Cœur, à la traversée de Sallanches avant son confluent avec l'Arve, etc... Les bancs de galets qui s'appuient alternativement à la rive droite et à la rive gauche sont d'une remarquable uniformité et on y constate cet arrangement le plus favorable à la résistance, défini par Costa de Bastelica :

« Chaque galet a une tendance à prendre la position suivante ; il suffit d'examiner un dépôt quelconque pour s'en assurer : la plus grande dimension, ou la longueur, est placée dans une direction perpendiculaire à celle du courant ; s'il est calé en aval par un autre galet, sa deuxième dimension, ou sa largeur, s'appuie sur cette cale, ce qui donne au galet une position renversée vers l'aval. La direction de la troisième dimension, ou épaisseur, se trouve par là relevée vers l'amont.

» Cette position est celle qui conviendrait au plus facile entraînement de la pierre, si elle était indépendante ; mais elle est la plus avantageuse pour la résistance générale de tous les galets et pour la stabilité du lit (2). »

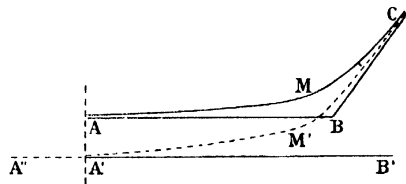
Entre ces bancs de galets souvent volumineux si régulièrement édifiés, la rivière circule non pas d'une manière indécise et hésitante, mais très franchement, avec une bonne vitesse ; elle suit son chemin d'une façon délibérée ; elle ne donne pas du tout l'impression d'un cours d'eau dégénéré, mais plutôt celle d'une force contenue et disciplinée. Cette impression change, naturellement, s'il arrive que le volume de l'eau diminue beaucoup et que le lit reste presque à sec.

Or, nous l'avons vu maintes fois, ce qui se passe en petit, sur une échelle réduite, est absolument comparable à ce qui se passe en grand, et en donne très souvent la clef. Supposons qu'au lieu d'un torrent de l'époque actuelle, qui remettra en mouvement ses bancs transversaux de galets à la

(1) Voir page 351.

(2) Costa de Bastelica. — *Les Torrents*, 1874.

première crue, il s'agisse d'une rivière de l'époque des hauts niveaux. Les crues de cette rivière ont autrefois comporté, *car la loi est une*, le mouvement de matériaux charriés et la répartition de ces matériaux par grosseur, en raison des vitesses, en bancs transversaux sur toute la largeur du lit des hautes eaux. Lorsque ce régime de transport intense a cessé, pour une cause quelconque, les crues, dorénavant beaucoup moins élevées et moins violentes, n'ont plus eu assez de puissance pour déplacer les bancs de dépôts, qui se sont définitivement fixés, et la rivière a pris, en circulant entre ces bancs qu'elle n'arrivait plus à recouvrir, un cours sinueux. Dès lors, deux cas ont pu se présenter : Ou bien l'allongement provoqué par les seules sinuosités imposées par les bancs transversaux de dépôts a été suffisant pour la régularisation des pentes du profil en long, et ces sinuosités ne se sont pas développées ; ou bien la rivière, débarrassée des matériaux qu'elle charriait, ou du moins de la plus lourde part de ces matériaux, a conservé trop de vitesse pour son nouveau régime, c'est-à-dire trop de pente, et elle a employé son excès de force accélératrice à exagérer l'amplitude de ces sinuosités, en creusant les concavités des tournants pour allonger son parcours. Dans un cas comme dans l'autre, s'il y a eu abaissement du niveau de base, très probablement par un relèvement de la région plutôt que par un abaissement du niveau de la mer, les méandres se sont graduellement encaissés.

Soient A B et B C les deux asymptotes. Supposons que le niveau de base A B s'abaisse en A′ B′. Cette nouvelle condition comportera un changement dans la courbe longitudinale, qui s'effectuera par érosion régressive, en remontant à partir du point A′, si ce point est celui ou aboutit le cours d'eau dans la mer. Mais sur la nouvelle courbe A′ M′ C, au profil plus accusé, le mouvement de l'eau sera plus rapide que sur la courbe A M C si la longueur du lit reste la même, et comme le lit est barré transversalement par des bancs de matériaux déposés, l'équilibre correspondant au niveau de base A′ B′ sera réalisé, en même temps que l'enfoncement du lit s'effectuera, par l'allongement du chemin parcouru, c'est-à-dire par les sinuosités et par leur extension. En fin de compte, comme ce que représente la courbe longitudinale d'équilibre n'est pas *une projection* sur un plan vertical, mais bien un *développement* du profil du lit, le résultat sera d'allonger le profil A M C, tout en abaissant le

point A jusqu'à un point A″ que les sinuosités rendront beaucoup plus éloigné du point C que n'était le point A. L'extension des sinuosités cessera quand la pente obtenue au moyen de l'allongement par ces sinuosités sera telle que l'équilibre sera réalisé entre la puissance érosive du courant et la résistance des parois du lit.

En réalité, l'effet produit par le changement de niveau de base pourra être plus compliqué ; car il pourra se faire que l'asymptote B C descende parallèlement à elle-même, si l'érosion rétrograde vient à atteindre le haut du bassin (1), mais cela n'empêchera pas que l'accélération produite en aval par la rupture ou l'accroissement de pente exerce toujours son action sur les sinuosités des parties basses et moyennes.

En ce qui concerne le cas de l'encaissement des méandres sans extension marquée, et par conséquent sans opposition de coteaux convexes en pentes douces aux coteaux concaves en pentes raides, les cours du Fier et du Chéran dans la Molasse savoisienne en donnent de remarquables exemples. Les lits sinueux de ces rivières torrentielles s'enfoncent brusquement à pic, dans l'épaisseur du grès tendre. Leurs petits affluents ont des lits taillés de même, moins larges et moins profonds, conservant des gradins de confluence très nets et souvent très élevés.

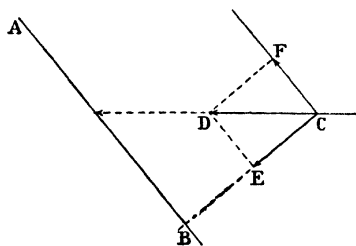
Examinons maintenant le mécanisme de l'extension des méandres, c'est-à-dire du creusement des rives concaves :

« Si la surface contre laquelle vient tomber une veine liquide n'est pas plane, la pression qu'elle a à supporter dépend de sa forme. Cette pression sera plus ou moins grande, suivant que la surface obligera les filets liquides à changer plus ou moins de direction. Si la surface est convexe, les filets liquides seront moins fortement détournés qu'ils ne le seraient par une surface plane ; aussi la pression exercée sera-t-elle moins forte que celle qui correspond à une surface plane. Si, au contraire, la surface rencontrée par la veine liquide est concave, la pression sera plus grande que dans le cas de la surface plane.

» Lorsqu'une veine liquide vient frapper une surface plane A B, qui se présente obliquement à sa direction, la pression qu'elle exerce sur cette surface n'est plus la même que si elle l'avait rencontrée perpendiculairement. La vitesse C D de la veine liquide peut être regardée comme résultant de la composition de deux vitesses C E, C F, dont l'une soit perpendiculaire au plan A B et l'autre lui soit parallèle. En vertu de la vitesse C F, la veine liquide ne fait que se mouvoir parallèlement au plan A B, ce

(1) Voir page 339.

qui ne peut donner lieu à aucune pression sur ce plan; la pression supportée par le plan est donc uniquement due à la vitesse C E. Elle est la même que si la veine se mouvait perpendiculairement à A B avec la vitesse CE et que sa section transversale fût égale à la section faite dans le liquide par un plan parallèle à A B (1). »

Le calcul conduit aux mêmes conclusions que cette démonstration élémentaire (2); résistance maximum pour la surface concave, ainsi que la pression ; minimum pour la surface convexe.

Le cas de la convexité tournée vers le courant, c'est-à-dire vers l'amont, est celui de la disposition des bancs de sable dans le fond d'un lit; celui des dunes de sable par rapport à la direction du vent; celui du saillant des festons qui découpent les crêts sur les flancs des anticlinaux par rapport à l'écoulement des eaux ; celui des îles, en pointe vers l'amont, dans les rivières, etc..., parce que c'est la forme qui convient à l'écoulement avec le moindre effort, une fois qu'elle est réalisée, et parce qu'elle tend toujours à s'établir, en vertu du principe du moindre travail. A résistance égale, plus le courant est violent, ou la pente forte, ce qui revient au même, plus la forme convexe vers l'amont devient effilée, le glissement tangentiel se réalisant de plus en plus par l'effacement des surfaces opposées au courant.

Le cas de la concavité opposée au courant est celui des coudes dans les rivières.

Soit A B C un changement de direction dans le lit d'un cours d'eau. La flèche indique le sens du courant. Il frappe la rive BC avec d'autant plus de force que la direction de cette rive est plus inclinée sur la direction primitive A B.

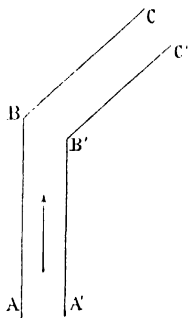
C'est vers le point B que la rive BC supporte le plus grand choc, car en ce point elle reçoit directement la partie du courant qui longe la rive A B, tandis qu'en aval du point B le choc est plus ou moins amorti par le mouvement de l'eau dont l'effort a été brisé.

Il peut se produire, en conséquence, sur la rive BC, à partir du point B et dans la région voisine, un affouillement dont le progrès, plus ou moins

(1) Delaunay. — *Cours de mécanique*, 1873.

(2) Résal. — *Traité de mécanique*, 1874.

rapide, dépend de la puissance érosive du courant et de la résistance de la rive.

L'action du courant tendant à réaliser le tracé qui correspond au minimum de travail, l'angle en B doit s'ouvrir. Mais tant que cet angle existera, tant qu'il y aura un changement de direction brusque, il donnera lieu à une composante perpendiculaire à la rive. Ce changement brusque doit donc s'effacer, la rive B C prolongeant A B en ligne droite, si le courant surmonte toutes les résistances; sinon, cette rive s'établira suivant une courbe concave raccordée tangentiellement avec A B. Alors le courant, au lieu de se briser au point B, changera dorénavant de direction d'un mouvement continu, sans rencontrer d'obstacle, se conformant à la courbure de la rive.

Cependant, le travail de l'érosion pourra n'être pas terminé sur la rive B C ainsi modifiée; en effet, dans le changement de direction suivant une courbe, la force centrifuge intervient. Elle agit sur la rive concave avec une intensité qui dépend de la vitesse du courant et du rayon de courbure du changement de direction; la force centrifuge étant, à vitesse absolue égale, d'autant plus grande que la vitesse angulaire est plus grande et, par conséquent, le rayon plus petit. L'érosion ne sera *pratiquement* enrayée que si la résistance de la rive fait équilibre à la pression exercée par la force centrifuge.

Si la vitesse du courant est constante et la rive homogène, la valeur de la force centrifuge qui convient pour que l'équilibre existe est partout la même. Or, à égalité de vitesse absolue, cette valeur ne variant qu'avec le rayon de courbure, si elle ne change pas le rayon ne change pas non plus, et par suite la courbe est un arc de cercle.

Ainsi, quand toutes choses sont égales d'ailleurs, la courbe se dessine en arc de cercle dont le rayon augmente peu à peu, jusqu'à ce que l'équilibre soit obtenu.

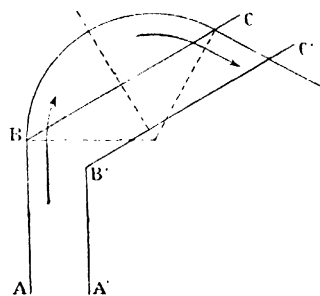
Nous pouvons donc admettre comme démontrées les propositions suivantes :

1° Dans tout terrain homogène, les courbes décrites par les cours d'eau sont des arcs de cercle.

2° Dans un même terrain, les rayons des courbes sont en raison directe de la puissance érosive des cours d'eau. A vitesse égale, ils varient comme la masse, c'est-à-dire comme l'aire de la section mouillée. A masse égale, ils varient comme la vitesse. Par conséquent, sur une pente forte, les courbes

dues à l'érosion doivent être plus ouvertes que sur une pente plus faible, et le tracé des cours d'eau s'écarter moins de part et d'autre de la ligne de plus grande pente. Sur un versant rapide, tel qu'en présentent les bassins de réception des torrents, par exemple, les ravinements sont peu sinueux quand le terrain est homogène et exempt d'obstacles locaux.

3o Pour un même cours d'eau, et toutes choses égales d'ailleurs, l'amplitude des courbes est en raison inverse de la résistance de chacun des milieux traversés.

L'affouillement produit par le courant sur la rive B C dans le changement de direction, le façonnement de cette rive en courbe concave, a pour conséquence de rejeter, en aval, le courant contre la rive opposée B′C′. Ce n'est pas que le courant frappant la rive BC rebondisse contre la rive opposée en faisant un angle de réflexion égale à l'angle d'incidence, puisque l'eau n'est pas un fluide élastique (1); mais la direction du courant est changée par l'érosion circulaire de la rive BC. La rive B′ C′ doit donc être affouillée à son tour, à une certaine distance en aval de B′, et le travail du courant sur BC doit s'y reproduire. Les sinuosités de la rivière doivent par suite *théoriquement* se répercuter de proche en proche vers l'aval, avec la même amplitude, tant que les conditions de courant et de terrain restent les mêmes.

Ainsi, les méandres peuvent avoir pour cause première un changement de direction du courant. Ce changement peut être motivé par quelque trait de la structure du sol, pli, faille, diaclase, affleurement d'une roche plus dure, etc... Le développement des méandres dépend alors de la supériorité que l'action érosive du courant peut prendre sur la résistance. Mais la raison initiale la plus générale des méandres paraît être surtout dans la disposition transversale des bancs de dépôts fixés par le passage rapide d'un régime de hauts niveaux à un régime réduit. C'est plutôt de là que semblent venir les sinuosités qu'on voit partout, affectant la très grande majorité des cours d'eau. Dans ce cas, ces sinuosités ne se produisent plus de proche en proche comme dans le cas précédent. Elles existent tout amorcées dès le changement de régime sur tout le parcours où se sont arrêtés les dépôts transversaux, et le travail du courant consiste à les développer, à les étendre, à les régulariser,

(1) Voir page 353.

jusqu'à ce qu'il y ait équilibre, jusqu'à ce que le cours d'eau du nouveau régime ait pris la pente qui convient à son écoulement normal. Elles s'encaissent ou ne s'encaissent pas, nous l'avons déjà dit, suivant les circonstances ; et lorsqu'elles s'encaissent, les courbes concaves se creusent en arcs de cercle.

Donc, dès le changement de régime, le lit du cours d'eau réduit est sinueux, par la double raison qu'il est obligé de contourner les bancs de dépôts transversaux de l'ancien lit majeur et de s'allonger pour satisfaire aux conditions normales de l'écoulement sans transport de matériaux. Les dimensions des bancs transversaux sont en proportion de l'ancien lit majeur; le débit du cours d'eau est réduit en proportion de l'ancien débit; d'où la relation évidente entre l'*importance* actuelle des rivières et l'amplitude de leurs sinuosités. Si le niveau de base s'abaisse, c'est une raison de plus pour que les sinuosités se développent ; car à l'accroissement de différence de niveau correspond nécessairement, pour le maintien des pentes convenables, un accroissement de longueur.

Le premier cas examiné, celui du creusement successif des concavités par rejet alternatif du courant d'une rive à l'autre, est à notre avis beaucoup plus rare. Les conditions théoriques du mécanisme en vertu duquel un méandre en appelle forcément un autre ne paraissent pas, en effet, se rencontrer dans la réalité sur de longs parcours. On ne trouve pas toujours, après chaque changement de direction brusque dû à un obstacle local, la série de méandres qui devrait en résulter. Au contraire, les exemples de changement de direction qui s'opèrent sans donner lieu à des méandres sont continuels. Ainsi, les coudes de capture ne sont généralement pas suivis de méandres. La direction du cours d'eau en aval est fixée avant la capture, puisque le lit y est déjà creusé par érosion régressive. Le courant s'y encaisse de suite dans une direction qui lui est imposée.

L'origine des séries de méandres est, en somme, et sauf exception, *superficielle*. Le méandre *s'imprime* en s'encaissant, tandis qu'il lui est plus difficile de remonter à la surface par sapement du pied des berges. Quand une rivière coule au fond d'une gorge de grès ou de calcaire dont elle a sapé les parois, les concavités circulaires creusées soit par le courant direct (méandres), soit par les tourbillons (marmites), sculptent au niveau des hautes eaux des *balcons* et des *corniches*, dont les saillies surplombantes ne s'écroulent que suivant les lignes plus ou moins droites des diaclases. Le travail de l'érosion latérale peut donc se refléter à la surface, mais avec un tracé heurté, polygonal, irrégulier, plutôt que sous forme de méandres à courbure continue. D'autre part les gros blocs découpés suivant les diaclases

et tombés au fond du lit entravent beaucoup et dénaturent en rompant le courant le travail des méandres, qui, s'il arrive à se poursuivre, perd tout au moins sa régularité. D'ailleurs, lorsqu'un cours d'eau coule au fond d'une gorge à parois de roches dures, le rayon des concavités creusées dans la rive externe, aux changements de direction, est d'ordinaire assez petit pour que l'effet produit consiste en de simples adoucissements des angles, plutôt qu'en méandres bien caractérisés.

L'action de la force centrifuge, en jetant le courant contre la rive concave, détruit la symétrie du profil du lit ; dans le tournant, ce profil n'est plus en demi-cercle ; la profondeur maximum se rapproche beaucoup de la rive concave. Par suite, les pentes de ce profil ne sont plus égales ; celle du côté de la rive concave reste abrupte, sur une plus grande hauteur que dans la ligne droite, tandis que celle du côté de la rive convexe s'atténue. Si le courant reprend, en aval du tournant, une direction rectiligne qui se raccorde tangentiellement avec la courbe qu'il vient de décrire, il continue à suivre la rive vers laquelle le mouvement de conversion l'a jeté, d'abord en vertu de l'inertie, et aussi par ce que la pente générale le porte vers le coteau d'aval. Par conséquent, après le tournant, le profil du lit peut rester dissymétrique, et le courant ne traverser le lit pour se rapprocher du bord opposé que quand le mouvement de conversion suivant, en sens inverse, l'y oblige. Toutefois, il faut observer que dans le mouvement régulier et continu du courant passant d'une rive à l'autre, la cohésion du liquide a pour effet d'entraîner de proche en proche les molécules qui sont voisines du courant le plus rapide, de façon à déterminer, sur une certaine étendue, un mouvement diagonal d'une concavité vers la suivante.

Les exemples donnés au **N° 129** montrent que les méandres non encaissés sont en proportion de l'importance des cours d'eau qu'ils affectent, mais qu'ils ne possèdent pas la régularité si remarquable que l'on rencontre dans les méandres encaissés. Pour ces derniers, en effet, le travail d'érosion a été plus vif, plus énergique, parce que l'accroissement de vitesse du courant était plus grand, ayant une double raison, le changement de régime et l'abaissement relatif du niveau de base. Les méandres non encaissés représentent donc seulement le tracé des cours d'eau du régime actuel sur les fonds d'alluvions, ayant creusé leur lit dans l'épaisseur de ces alluvions, où leurs berges sont d'ordinaire taillées à pic, et où les concavités sont moins bien façonnées en arcs de cercle. Lorsque la rivière est sujette à des

crues, le travail de l'érosion et de l'alluvionnement se poursuit toujours dans ces méandres. Certaines circonvolutions sont parfois abandonnées après les grandes crues, tandis que d'autres s'élargissent; les tracés abandonnés peuvent d'ailleurs être repris à la suite de nouvelles crues, etc...

L'irrégularité des formes des méandres superficiels est d'autant plus marquée que les alluvions dans lesquelles ils sont déterminés sont moins homogènes et aussi plus fines, composées de dépôts sableux et limoneux, plus ou moins alternés, plus ou moins remaniés, et de résistance inégale. Les dépôts de graviers et surtout les dépôts de cailloux et de galets, qu'on rencontre sur des déclivités plus fortes, en remontant vers le haut des bassins, affectent en général des allures plus régulières, probablement parce qu'ils sont plus homogènes, constitués par des actions mieux tranchées au moment des décrues, et moins remaniés par la suite. Mais de toute façon, on y observe peu ce tracé en sinusoïde, critiqué d'ailleurs par MM. de La Noë et de Margerie dans les *Formes du Terrain*, et que quelques auteurs ont proposé comme représentant l'origine des méandres. Le tracé en sinusoïde se justifierait très bien si *l'oscillation* des rivières à méandres autour d'une direction moyenne était une réalité; mais c'est une simple apparence.

L'irrégularité plus ou moins marquée des méandres superficiels provenant en premier lieu de l'état de la surface sur laquelle l'eau s'écoule et fixe son lit, si cette surface est régulièrement accidentée, sans parler du cas des bancs de dépôt transversaux, les sinuosités deviennent régulières. Ainsi, par exemple, lorsque la surface des glaciers est mamelonnée, dans les jours d'été, il circule, entre les mamelons, de l'eau de fusion qui disparaît dans les fentes (1). Le n° 1.892 de *La Nature*, du 28 août 1909, donne une gravure réprésentant des méandres qui paraissent assez réguliers, décrits par un ruisseau à la surface d'une plaine des glaces polaires (Expédition polaire d'Erichsen).

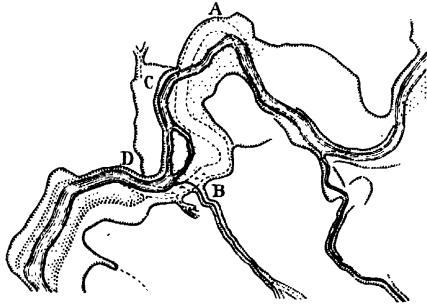
On voit parfois des méandres superficiels se déplacer, et quand ce fait se produit, le déplacement a toujours lieu d'amont en aval, pour les raisons qui seront examinées plus loin.

Pendant l'hiver 1901-1902, pour n'en citer qu'un seul exemple, le Chelif, un peu en aval d'Orléansville, au cours d'une crue, a modifié un de ses méandres, emportant au point A une partie de la route de Ténès. La branche A B du méandre s'est déplacée vers l'Ouest, c'est-à-dire vers l'aval.

---

(1) E. Chaix et W. Rosier. — *Manuel de Géographie physique*, Lausanne, 1908.

L'année suivante, la rivière a abandonné le saillant A, et n'a conservé de son nouveau tracé que la partie C D.

Selon l'inspecteur des Ponts et Chaussées Minard, déjà cité, les déplacements de ce genre dans les alluvions sont dus aux « eaux des crues moyennes, qui sont les plus fréquentes et qui correspondent à une hauteur de rives plus longtemps mouillées. Elles attendrissent et rongent le pied des berges, les minent en dessous, et déterminent la chute de la tranche supérieure, lorsque le poids de celle-ci l'emporte sur l'adhérence latérale. Une seconde tranche tombe bientôt après la première, et ainsi de suite (1) ».

Le **N° 130** *bis* donne : d'une part, le tracé actuel du cours du Rhin à travers la plaine d'alluvions, à Dusseldorf, d'après la carte allemande à l'échelle de 100.000e, (feuille 403, édition de 1901), d'autre part, les déplacements successifs, d'après Minard, du méandre en amont de Dusseldorf, montrant le cours du fleuve en 1800, en 1600 et en 1260. Le tracé de 1260 correspond, sur la carte actuelle, à la fausse rivière qui passe aujourd'hui par Neuss. On voit que le déplacement s'est produit aussi d'amont en aval, c'est-à-dire dans le sens où l'action du courant s'exerce le plus contre la berge, en détermine le sapement et l'éboulement.

C'est sans doute en raison des déplacements de cette nature qu'on appelle ces méandres *divagants*. L'expression ne nous paraît pas très heureuse. Il semble qu'il conviendrait de faire une différence entre les modifications locales et relativement peu fréquentes de ces cours d'eau, dont les circonvolutions sont souvent assez stables, et les divagations comme celles d'un torrent qui change continuellement de place sur son cône de déjection, ou celles d'un fleuve du régime torrentiel, comme la Loire, qui remanie à chaque crue les bancs de sables de son lit. Dans ce dernier cas, le courant des basses eaux divague sur le lit majeur actuel, tandis que dans le cas précédent c'est la position du lit lui-même qui peut se modifier sur le fond d'une vallée. La distinction en *méandres superficiels* et *méandres encaissés* nous semblerait plus juste ; car les méandres encaissés, tant qu'ils sont

(1) MINARD. — *Cours de construction des ouvrages qui établissent la navigation de rivières*, 1841.

occupés par un cours d'eau assez puissant et assez rapide pour creuser leurs concavités, ne sont pas plus fixés que les méandres superficiels. Les conditions du tracé des boucles se modifient; comme dans les méandres superficiels, il arrive qu'une boucle se ferme de plus en plus, si elle dépasse la demi-circonférence; elle amincit graduellement son *isthme*, son *pédoncule*, qui finit par être coupé. Alors le courant l'abandonne et se précipite par la coupure; le parcours est raccourci d'autant et la vitesse augmentée en aval, où un regain d'activité est donné à l'érosion. Il arrive aussi qu'en s'encaissant les méandres rencontrent des obstacles dont la résistance à l'érosion diffère de celle des couches creusées jusque-là, et ces obstacles peuvent donner lieu à des modifications dans la forme des sinuosités, etc...

Enfin, pour compléter la nomenclature relative à ce genre d'accidents, il nous paraîtrait utile de faire une distinction entre les brisures plus ou moins arrondies qui peuvent affecter localement le tracé d'un cours d'eau à la traversée d'un obstacle et ne pas s'étendre au delà, et les méandres proprement dits. Les premières pourraient s'appeler *méandres accidentels*, tandis que les méandres réguliers dont nous avons recherché les origines générales seraient des *méandres systématiques*.

Les cours d'eau actuels ne remplissent jamais les fonds de vallées des anciens grands cours d'eau. Dans les méandres encaissés, ils ne peuvent que se conformer aux tracés creusés par ces grands cours d'eau, en se portant alternativement d'une berge à l'autre de l'ancien lit, serrant presque toujours de plus près le pied de la berge concave ; ils suivent en cela le trajet du courant le plus rapide dans le lit de la rivière d'autrefois, dont ils ne sont que les diminutifs.

Il paraît avoir existé plusieurs phases distinctes de réduction du régime fluvial et c'est surtout dans le tracé des méandres des grands cours d'eau qu'on en fait la remarque. A la fin de la première phase torrentielle, que Belgrand avait appelée *diluvienne* et à laquelle il avait attribué une origine certainement erronée, se seraient amorcés les méandres. C'est cette phase qui a dû se terminer par le dépôt des grands bancs transversaux d'alluvions. Une seconde phase lui aurait succédé, moins violente, pendant laquelle les cours d'eau des hauts niveaux serpentant à travers ces dépôts ont dû modeler les méandres et ont pu les développer ; c'est l'époque du changement négatif du niveau de base, en ce qui concerne en particulier les rivières du bassin parisien et de la région lorraine. La troisième phase est celle du régime actuel.

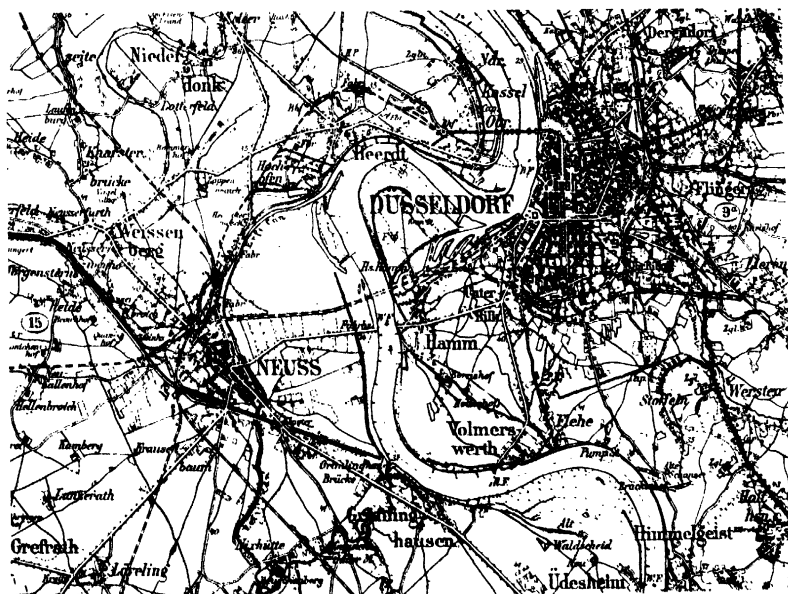
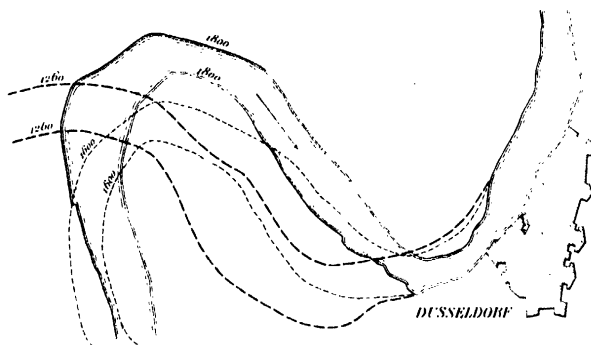
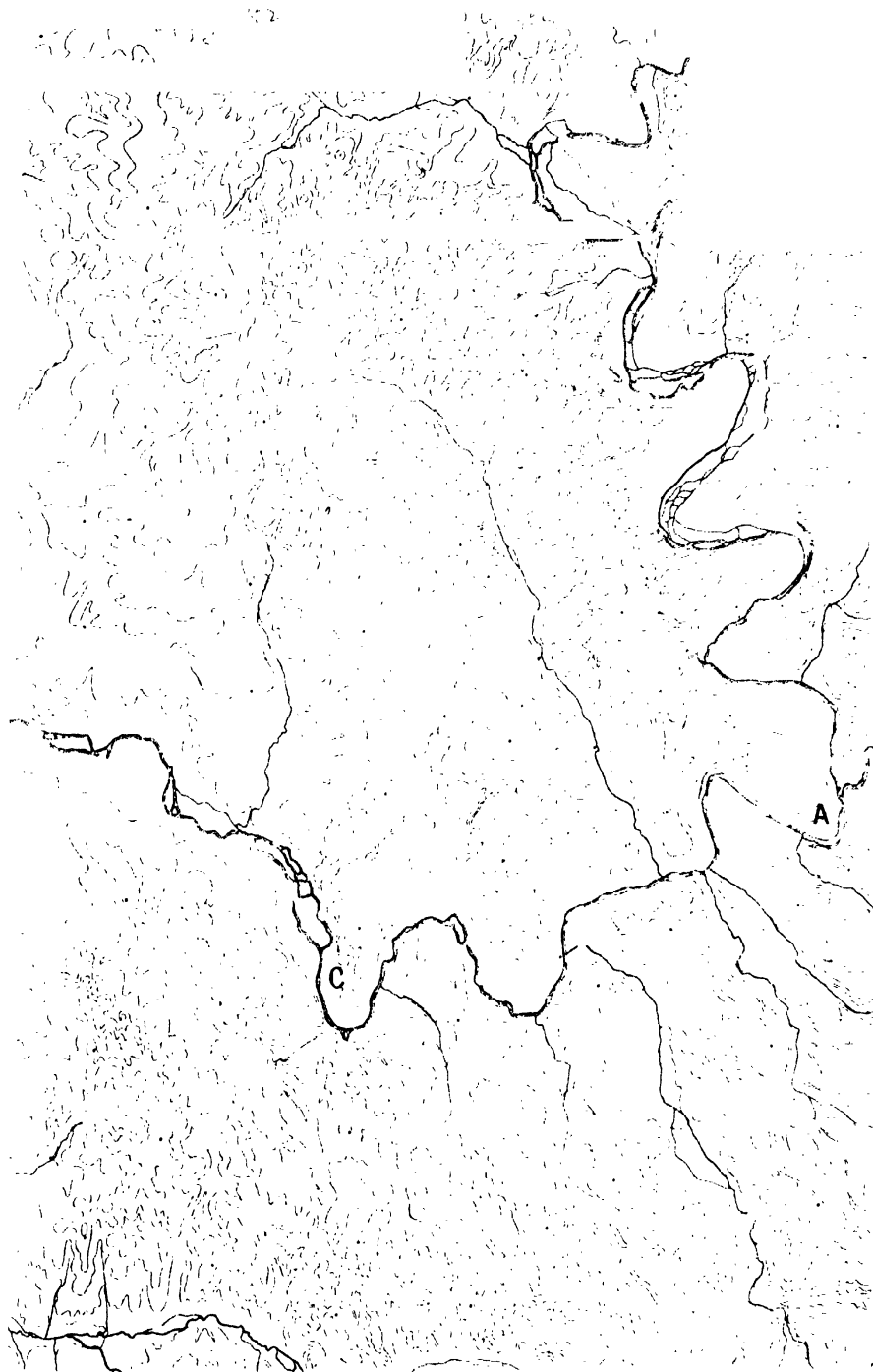
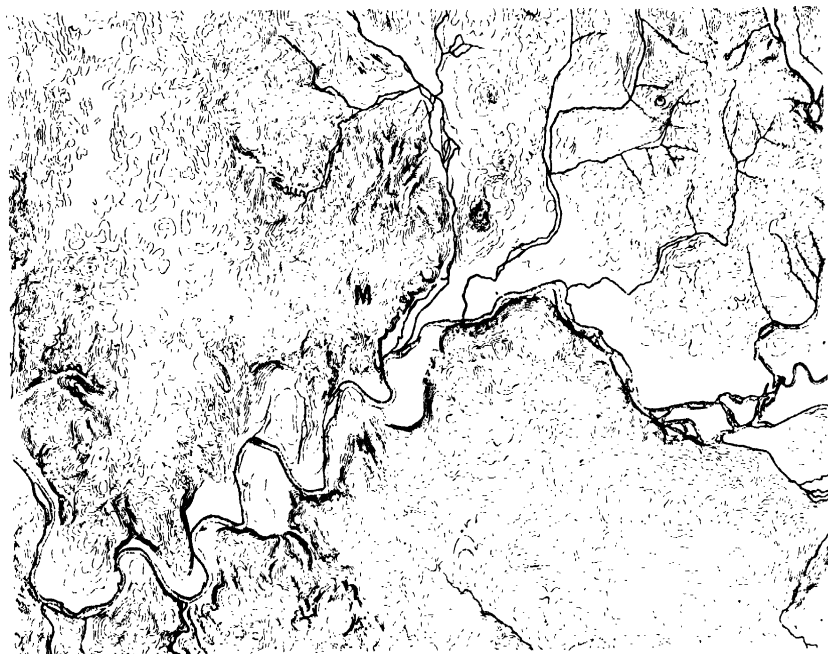
Les méandres des vallées, méandres systématiques encaissés, n'existent

ALLEMAGNE — LE RHIN

Échelle du 100.000ᵉ

Échelle du 200.000ᵉ

BASSIN DE L'AQUITAINE

N° 1

N° 2

Échelle du 200.000e

pas partout. Ils ne se rencontrent pas dans toutes les vallées, et sur le cours d'une même rivière ils ne se manifestent que dans certaines sections et non dans certaines autres. La Seine actuelle a, dans la partie moyenne de son cours, un tracé très sinueux, à méandres superficiels, sur le large fond d'alluvions de sa vallée; mais cette vallée elle-même ne décrit pas de méandres jusqu'à Montereau. Ses méandres ne commencent qu'à partir du moment où elle reçoit l'Yonne et le Loing, c'est-à-dire à son entrée dans le bassin tertiaire; leur amplitude augmente avec le volume de l'ancien cours d'eau; ils sont plus développés en aval du confluent de la Marne (rivière à méandres elle-même) qu'en amont; c'est alors, à partir de Paris, qu'ils atteignent leur maximum.

Du centre de Paris à Triel, il y a en ligne droite 28 kilomètres. Le cours de la Seine, entre ces deux points, mesure 84 kilomètres. La pente, par un trajet direct, serait donc triple de celle du cours d'eau actuel. La différence de niveau est d'environ 8 mètres. En amont de Montereau, où il n'y a plus de méandres encaissés, si on mesure une même longueur de 28 kilomètres en ligne droite sur le cours de la Seine, on trouve qu'à cette distance correspond, par le développement des méandres superficiels, une longueur de rivière de 40 kilomètres à peu près; la différence de niveau est d'environ 6 mètres. La pente de la rivière actuelle est donc entre Paris et Triel de $\frac{1}{10.000}$, à peu près, tandis qu'en amont de Montereau elle est de $\frac{1}{6.500}$, ce qui est conforme à la régularisation du profil longitudinal en courbe concave. Nous ne savons pas quelles étaient les longueurs correspondantes à l'époque des hauts niveaux de la rivière actuelle, ni *a fortiori* aux époques antérieures; mais elles ne pouvaient, bien entendu, être moindres que sur les lignes droites, ce qui donnerait pour la pente entre Paris et Triel $\frac{8}{28.000}$ et pour celle en amont de Montereau $\frac{6}{28.000}$, c'est-à-dire l'inverse de ce qui devrait se rencontrer. Dès lors, la rivière a dû nécessairement diminuer sa pente par les méandres entre Paris et Triel beaucoup plus qu'en amont de Montereau. Mais si les conditions de l'alluvionnement et du changement de régime n'intervenaient pas dans la question, on arriverait à cette conclusion, paradoxale en apparence : *Quand une rivière rencontre une pente trop forte, elle la descend en lacets, comme une route de montagne.*

« On ne voit, dit Minard, aucune raison pour qu'une rivière ne descende point par la ligne de plus grande pente, sur un plan incliné dont le fond

serait homogène. » C'est plus qu'une proposition élémentaire d'hydraulique, c'est une remarque de simple bon sens.

D'autre part, une objection se présente de suite : Si la pente a été insuffisante entre Paris et Triel pour maintenir en mouvement les matériaux qui ont provoqué par leur dépôt les premières sinuosités des méandres, comment, à plus forte raison, n'en a-t-il pas été de même en amont de Montereau, où la pente était plus faible, et où cependant nous ne voyons aucun méandre encaissé, décrit par la vallée?

Il y a à cela plusieurs raisons : Une, d'abord, dont nous parlerons plus loin. La Seine en amont de Montereau ne recevait pas, bien entendu, les alluvions de la Marne ; mais, à partir de Montereau et de Moret, en outre de ceux de l'Yonne, lui arrivaient des matériaux considérables de la vallée de la Loire, surtout de la haute Loire et de l'Allier, qui lui étaient apportés par le Loing. La seconde raison, sur laquelle nous insisterons davantage pour le moment, c'est que pour se rendre compte de l'état actuel, il faut non seulement considérer le mode de formation des méandres, mais aussi leur *conservation*. Il y a, dit-on, des *rivières à méandres* et aussi des *terrains à méandres*. Les rivières à méandres sont surtout, à notre avis, celles qui d'un régime torrentiel sont passées à un régime tranquille ou relativement tranquille. Mais que faut-il entendre par terrains à méandres? Le mécanisme du creusement graduel et circulaire des berges concaves s'applique quel que soit le terrain, pourvu toutefois que ce terrain ne possède pas une dureté telle que l'érosion ne puisse l'entamer, ou qu'elle se borne à emprunter les fissures, les diaclases, sans presque en arrondir les angles. Lorsqu'il s'agit de terrains facilement délitables, la ruine des berges concaves est rapide, les méandres augmentent de rayon presque sans limite parce que la résistance n'équilibre nulle part la force centrifuge, ils se déplacent aussi très facilement, et en fin de compte il reste une vallée alluviale très élargie, sur les versants de laquelle on reconnaît parfois et par place, à leur allure circulaire, des restes d'anciens méandres disparus. L'érosion pluviale intervient aussi pour effacer les berges abruptes, comme elle adoucit sans limite les pentes des versants convexes ; les versants deviennent indécis ; ils n'ont plus aucun caractère topographique qui puisse faire reconnaître les berges des hauts niveaux. Les terrains à méandres sont donc des terrains assez attaquables pour que les méandres s'y creusent, et assez durs, grès et calcaires, pour que ces formes s'y conservent, tandis qu'elles ne se produisent pas dans les roches trop dures et qu'elles ne se conservent pas dans les roches trop tendres et surtout dans les marnes, les argiles et les sables.

En amont de Montereau, la Seine traverse la craie blanche, qui dans

cette région est composée de couches tendres (1) en pentes douces, disparaissant sous une bande d'alluvions de 4 kilomètres de largeur environ. Après Montereau sa vallée se creuse dans l'épaisseur des couches tertiaires, qui comprennent des alternances de grès, de calcaires, de marnes et d'argiles. Les pentes des versants se règlent d'après la résistance des bancs, plus ou moins durs. Les méandres se conservent, et leur amplitude représente, d'un tournant au suivant, approximativement la largeur de la vallée d'alluvions en amont de Montereau. En joignant par une ligne continue d'une part les saillants des méandres de la rive droite et d'autre part ceux des méandres de la rive gauche, on retrouve à peu près la largeur de 4 kilomètres. Cette circonstance semble indiquer que les méandres ont pu exister dans la traversée de la craie et qu'ils s'y sont effacés. Les dépôts d'alluvions devaient être beaucoup moindres en amont de Montereau qu'en aval de Montereau et surtout de Moret; mais, d'autre part, en compensation, la roche attaquée dans les tournants était plus tendre. D'où, probablement, cette uniformité de largeur de 4 kilomètres environ, en amont comme en aval.

Les exemples de cette disparition des méandres encaissés dans les terrains composés de couches tendres sont très fréquents.

Ainsi, la vallée de la Charente (**N° 131**), aux environs d'Angoulême A, en amont et en aval, décrit des méandres réguliers dans les calcaires jurassiques (lithographique oolithique) et dans les calcaires crétacés. Les méandres cessent, en aval de Châteauneuf, C, dans les argiles et les marnes jurassiques, sur la rive droite. Les formes restent plus fermes sur la rive gauche, dans les marnes et calcaires crétacés, où l'on retrouve quelques traces des courbes concaves. Mais ici les failles parallèles à la Charente à partir de Châteauneuf compliquent la question : « Les couches, dit la notice explicative de la carte géologique, sont froissées et souvent fortement redressées. »

Les méandres de la vallée de la Dordogne sont très accusés et parfois très réguliers au Sud de Martel (M, **N° 132-1**) et au delà en aval, dans les divers calcaires jurassiques. Ils s'effacent en amont dans les calcaires sableux, les marnes et les argiles, particulièrement développés sur la rive droite.

Les méandres de la vallée du Lot sont très nets et souvent d'une remarquable régularité, également dans les calcaires jurassiques et les grès éocènes, sur un long parcours en amont et en aval de Cahors (**N° 132-2**). Plus bas, la vallée s'élargit beaucoup dans les molasses, argiles et marnes miocènes; on n'y retrouve plus que quelques lambeaux de courbes concaves.

Mais s'il y a des terrains dans lesquels les méandres encaissés se forment, puis se conservent mieux que dans d'autres, cela ne veut pas dire que dans

(1) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille d'Arcis.

ces terrains les rivières décrivent *toujours* des méandres. Pour qu'il y ait méandres, il faut donc qu'une *rivière à méandres* coule dans un *terrain à méandres*. Ainsi, à côté des méandres si réguliers de la basse Seine, on voit la vallée de la Risle, creusée dans les mêmes terrains exactement, et aussi la vallée de l'Eure, dont nous avons déjà parlé (1), conserver une rectitude parfaite. Ces vallées sont taillées avec un profil uniforme, un véritable *gabarit*, comme des canaux. Ce fait paraît démontrer l'importance de l'action des bancs de dépôt transversaux sur les méandres. L'Eure et la Risle, cours d'eau entièrement établis dans des terrains perméables et n'ayant plus guère aujourd'hui comme affluents que des vallées sèches, n'ont jamais dû charrier à la fois des matériaux de transport proportionnellement comparables comme volume à ceux que la Seine peut avoir drainés et abandonnés dans son cours inférieur.

La régularité géométrique des méandres encaissés telle qu'elle ressort de la discussion théorique, dans le cas d'un terrain homogène et de conditions restant les mêmes à tous égards, se rencontre peu souvent, puisqu'il suffit d'une modification locale quelconque dans la nature ou la structure du sol ou dans le régime de la rivière pour qu'il n'y ait pas identité de travail et d'effet produit sur tous les points. Cependant, on peut en citer de très remarquables exemples, tels que ceux de la vallée de la Seine en aval de Paris.

Le **N° 133** donne, à l'échelle du 50.000e, la boucle de la Seine entre Nanterre et Saint-Germain. L'ancienne berge concave décrit une demi-circonférence complète d'environ 3.500 mètres de rayon, parfaite à tel point qu'on peut la suivre exactement avec un compas. Des arcs de cercle allant souvent aussi jusqu'à la demi-circonférence se rencontrent ensuite presque tous *avec le même rayon*, en aval de Mantes, rive gauche, A (**N° 134-1**); à La Roche-Guyon, rive droite, B; à Bonnières, rive gauche, C; à Gaillon, rive gauche D (**N° 134-2**); aux Andelys, rive droite E, (rayon un peu plus petit); à Saint-Pierre-du-Vauvray, rive gauche, F; puis en aval, rive droite, G (rayon un peu plus grand); à Elbeuf, rive gauche, H (**N° 135**); à Rouen, rive droite, J; à La Bouille, rive gauche, K; à Berville, rive droite, L; vers Jumièges, rive gauche, M, etc. Enfin, pour en citer un dernier, d'une régularité absolue, au marais Vernier (**N° 133**), à côté du point où débouche la Risle, dépourvue de toute espèce de méandres.

Dans la vallée du Lot (**N° 132-2**), le rayon des arcs de cercle des anciennes berges est naturellement plus petit, puisqu'il s'agit d'un cours d'eau de volume moindre; on le trouve avec une valeur constante de 1.500 mètres environ, à Puy-l'Évêque, A; Grézels, B; Pescadoire, C; Belaye, D; Castelfranc, E; Luzech, F; Parnac, G; Mercuès, H, etc...

Dans l'estuaire de la Seine (**N° 136**) on reconnaît les traces de deux systèmes de méandres qui se sont recoupés; la première indication de ce double tracé se rencontre

(1) Voir pages 359 à 362 et **N° 128**.

BASSIN PARISIEN
Mare de l'Égout
SEINE
Échelle du 50.000e

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000ᵉ

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000e

N° 135

BASSIN PARISIEN

Échelle d. 200.000

près de Lillebonne, dans la rupture de la ligne concave de l'ancienne berge par un saillant, B. Le premier tracé paraît être A B D, creusant sur la rive gauche le demi-cercle du marais Vernier D et celui qui le précède en amont, A. Il devait exister en C D un promontoire, au delà duquel le courant creusait sur la rive droite le demi-cercle C E F et sur la rive gauche le rentrant G du confluent de la Risle. Un autre promontoire, en G, était suivi du rentrant F H K.

Le rentrant A B D a modifié sa forme, abandonnant la partie A B et creusant B C D; la cloison C D s'est amincie graduellement, et lorsqu'elle a disparu, le courant a abandonné le rentrant D du marais Vernier. Au delà de ce rentrant, le premier tracé devait être D E F; il est devenu d'abord C E F H K; puis le promontoire E F a disparu, le tournant du confluent de la Risle a été abandonné, etc...

Peut-être l'action de la mer n'est-elle pas étrangère à ces changements de tracés, bien qu'on en rencontre ailleurs dans lesquels la mer n'est certainement pas intervenue. Mais, il est impossible de ne pas faire un rapprochement entre le mécanisme d'une large ouverture, comme celle de la vallée de la basse Seine, déterminée par le déplacement des méandres se recoupant et se détruisant les uns les autres, et celui du creusement d'une gorge dont les parois, attaquées par les tourbillons, montrent des restes de marmites, tout à fait analogues, comme aspect, aux restes de méandres et creusées, ainsi que les méandres, dans des roches d'une certaine dureté. Incontestablement, le phénomène n'est pas le même, puisque dans le tourbillon il s'agit d'un mouvement giratoire complet, tangentiellement actionné par le courant, et même souvent d'un creusement en hélice. Le mouvement de l'eau contre la paroi, dans la marmite, est d'ailleurs en sens contraire du courant direct. Mais, ces réserves faites, dans le creusement du méandre, et aussi parfois dans l'alluvionnement du méandre abandonné, le courant se comporte comme un *bord extérieur* de tourbillon.

Les tourbillons, comme action de détail, ne sont d'ailleurs pas étrangers au façonnement des méandres. Les matériaux provenant de l'affouillement de la berge concave sont enlevés par le courant sur cette berge et déposés plus bas, en aval, sur la rive convexe. Du côté de la convexité, l'eau est plus tranquille et aussi moins profonde, puisque le mouvement de conversion détruit la symétrie du lit et porte la plus grande profondeur vers l'extérieur. Entre le courant rapide qui passe dans la concavité et le mouvement lent de l'eau vers la rive convexe les tourbillons prennent naissance, et les alluvions entraînées dans ces tourbillons se déposent sur leur bord tranquille dès que la vitesse sur ce bord est assez réduite; la rive convexe se régularise ainsi.

M. P. Girardin, dans une courte note, reconnaît la régularité de la courbure de la rive convexe, qu'il appelle fort justement *rive construite;* mais

il donne à la rive concave un tracé polygonal, lequel lui est révélé par des levés précis (1). Il attribue cette forme polygonale aux incidences et réflexions égales et successives des filets d'eau frappant la rive concave. Mais la réalité de ces réflexions est contestable, parce que, nous l'avons déjà fait remarquer, l'eau n'est pas un fluide pratiquement élastique. D'autre part, si les côtés des polygones sont très petits, dans l'ensemble la courbe se reconstitue. Il est probable qu'il s'agit là d'une action de détail où interviennent les graviers et cailloux en mouvement.

En somme, les résultats de ce travail, quand on les examine aux échelles topographiques, concordent bien avec cette remarque de MM. B. et J. Brunhes, fondée sur l'observation :

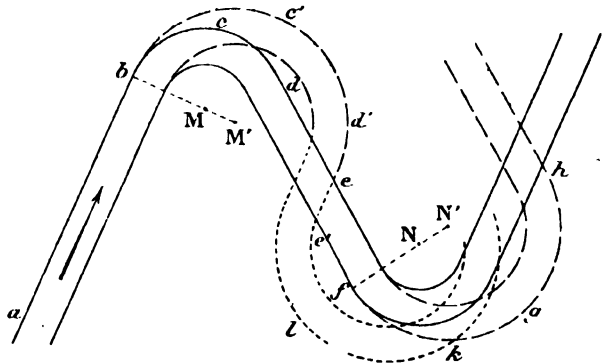
« Prenons un cas tout à fait idéal, celui d'un fleuve coulant dans un canal rectiligne de section rectangulaire et brusquement arrêté par un coude. A l'un des bords, la paroi tourne court pour se diriger en sens inverse, comme on voit sur nos vieilles routes, à certains tournants dangereux ; l'un des bords de la route s'arrête et repart dans la direction opposée, tandis que sur le bord opposé les deux directions successives se raccordent par une demi-circonférence ayant pour rayon la largeur de la route. Une compagnie d'infanterie en marche sur la route change de direction en arrivant au tournant ; pour cela, elle tourne autour de l'homme qui est à l'un des bords, comme pivot ; l'homme qui est au bord opposé double sa vitesse, tandis que celui qui est exactement au milieu de la route conserve au tournant sa vitesse primitive. C'est à peu près ce qui se passera pour notre fleuve théorique, dont le lit subit un changement brusque de direction. Sur l'un des bords du tournant, la vitesse sera presque nulle ; sur l'autre, à peu près double de la vitesse normale. La force vive par litre d'eau écoulé sera donc, au bord extérieur du tournant, le quadruple de ce qu'elle était au régime normal, et comme le nombre de litres est double de ce qu'il était, il en résulte que la force vive disponible par seconde, ou la puissance du filet d'eau au bord extrême du tournant, sera huit fois plus grande qu'elle ne l'était avant le tournant et qu'elle ne le sera après. On s'explique ainsi que cette force vive, localisée en certains points où elle est multipliée d'une façon formidable, y donne lieu plus aisément à des érosions, et que le tourbillon soit l'outil naturel, par excellence, du creusement du lit des cours d'eau. »

Une note ajoute : « Il y a dans ce passage du régime d'écoulement en lit

(1) P. GIRARDIN. — *Sur l'allure rectiligne des rives dans les cours d'eau à méandres encaissés. Annales de Géographie,* 1908, n° 93.

rectiligne au régime d'écoulement en tournant, deux circonstances sur lesquelles il y aurait lieu d'appeler l'attention : 1° Création de force vive sensible ou énergie cinétique aux dépens de l'énergie potentielle du courant ; 2° inégale répartition de cette force vive sensible aux divers points de la section du courant, de manière qu'au bord extérieur la force vive soit très exagérée. En réalité, les choses seraient un peu moins simples ; mais le raisonnement qui précède est suffisamment approché pour donner une image juste de ce qui se passe (1). »

On pourrait donc considérer la forme circulaire parfois si géométrique qu'affectent les rives concaves comme représentant une *demi-marmite* de vastes dimensions, creusée par un *demi-tourbillon* fixé dans sa position par le tournant de la rivière.

Dans le travail simultané de creusement et d'extension des méandres encaissés, le développement des courbes, pour un méandre quelconque, s'effectue d'amont en aval. Soit M un méandre que nous supposerons le premier d'une série. La flèche indique le sens du courant. Si le profil longitudinal qui convient au régime de la rivière n'est pas atteint, l'arc de cercle *b c d*, ne faisant pas équilibre à la pression de l'eau dans le tournant, continue à s'agrandir. La partie droite *a b* étant fixe, par hypothèse, le point *b*, auquel commencent le mouvement de conversion

et l'érosion circulaire, ne change pas, et le centre du cercle se déplace de M en M' sur le prolongement de *b* M; *b c d* devient peu à peu *b c' d'*. La rive gauche creusée *c d e* se déforme en se déplaçant vers l'aval ; *d e* peut changer de direction et devenir *d' e'*, selon les circonstances locales. L'aire de la section du lit restant la même, la rive droite doit suivre le mouvement de la rive gauche ; à cet effet, cette rive droite, en regard de la concavité qui se creuse, s'édifie par le mécanisme de l'alluvionnement.

---

(1) B. et J. BRUNHES. — *Les analogies des tourbillons atmosphériques et des tourbillons des cours d'eau. Annales de Géographie,* 1904, n° 67.

En même temps que ce travail s'effectue dans le méandre M, une évolution semblable a lieu dans le méandre suivant, N, et dans tous les autres méandres en aval. Mais ici, la branche d'amont n'est plus fixe, comme nous l'avons admis pour *a b;* puisque cette branche d'amont est constituée par la branche d'aval du méandre M, laquelle se déplace ; et le résultat de l'érosion sur la rive droite en face de N, produite par un courant qui se déplace graduellement de la direction *d e* à la direction *d' e'*, est une concavité qui se raccorde tangentiellement avec une parallèle à cette dernière direction.

Le double travail de l'érosion et de l'alluvionnement dans le méandre N, et à plus forte raison dans les suivants, est beaucoup moins simple que dans le premier méandre. Sans faire intervenir l'influence de l'encaissement, qui a d'autre part une action bien définie sur le modelé des méandres, le tracé d'*équilibre* du méandre N doit dériver tout à la fois du tracé *d l k*, qui proviendrait du travail du courant dans le méandre M seul, et du tracé *f g h* que donnerait le travail dans le méandre N seul, en supposant que le méandre précédent, M, n'existe pas.

Les traits les plus durables sont ceux des concavités creusées dans la roche en place. La rencontre de ces concavités peut produire en *k* un rebroussement, qu'on observe assez souvent dans les méandres aujourd'hui fixés et surtout dans leur partie supérieure, creusée au début de l'encaissement. On peut donc penser que ces rebroussements proviennent des actions complexes dont nous venons de parler. Peut-être est-ce alors à ces actions qu'il faut attribuer les formes encore plus accusées de concavités doubles se produisant alternativement sur une rive et sur l'autre, dont MM. de La Noë et de Margerie ont donné la figure théorique reproduite ci-contre. Les becs des rebroussements doivent s'arrondir et des concavités doivent leur faire face sur la rive opposée.

Figure 1

La figure 2 ci-contre fait voir qu'on peut obtenir ces doubles concavités par une construction très simple. Les courbes A, A, A, sont celles qui

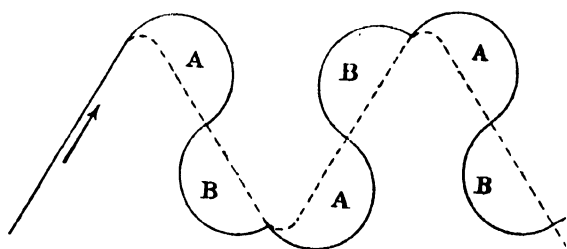



Figure 2

résultent des changements de direction primitifs ; les courbes B, B, B, sont celles qui proviennent du tracé modifié par les premières.

De toute façon, on voit que le développement des méandres, tant que l'équilibre n'est pas atteint, tend : 1° à creuser toutes les concavités d'amont en aval ; 2° à réduire la largeur des isthmes, par le seul fait de l'augmentation du rayon des cercles.

Nous avons dit que le courant, d'autant plus rapproché de la rive concave dans les tournants que la vitesse est plus grande, continue en vertu de l'inertie son mouvement en ligne droite après chaque tournant, en restant contre la même rive, jusqu'au moment où le tournant suivant, qui se produit en sens inverse, l'oblige, en tenant compte de l'entraînement dû à la cohésion du liquide, à se porter vers la rive opposée. Il doit donc attaquer encore la rive qu'il suit, même dans la ligne droite, mais toutefois avec beaucoup moins de vigueur que dans le tournant, parce que si la pente générale tend à le maintenir de ce côté, du moins la force centrifuge n'intervient plus.

Ainsi, toutes les dispositions des méandres dont le travail se poursuit tendent à produire l'érosion des rives des coteaux convexes qui regardent l'amont, et l'alluvionnement sur les rives de ces mêmes coteaux qui regardent l'aval. Il en résulte une dissymétrie forcée dans les formes topographiques de ces coteaux. De cette dissymétrie, sur laquelle on n'a pas assez attiré l'attention, ainsi que le fait très justement observer M. de Martonne (1), il résulte que la ligne de faîte de chaque coteau convexe se tient d'ordinaire plus près du côté amont que du côté aval ; les pentes étant plus raides du côté amont.

Dans les grands cours d'eau, il arrive souvent que les petits tourbillons entraînés par le mouvement vers la rive convexe n'ont pas une vitesse suffisante pour transporter en aval sur cette rive les matériaux arrachés à la rive concave. Dans ce cas, ces matériaux tombent au fond avant d'atteindre la rive convexe et forment des bancs longitudinaux qui diminuent la section du lit et augmentent encore la disposition à l'affouillement sur la rive concave. Ces bancs peuvent, une fois le débit du cours d'eau réduit, dépasser le niveau de la rivière du nouveau régime et créer des îles. C'est, en effet, ce qu'on observe fréquemment dans les tournants.

Nous relevons à ce sujet, dans l'ouvrage de Minard, l'observation suivante : « En général, les ensablements d'une rive convexe proviennent de la corrosion de la rive concave immédiatement supérieure. Souvent, les atterrisse-

(1) E. DE MARTONNE. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 3.

ments formés à chaque crue s'ajoutant successivement à eux-mêmes en s'avançant vers le thalweg ne s'appuient pas sur la rive; ils laissent un intervalle dans lequel l'eau est au même niveau qu'à l'extrémité aval de l'atterrissement et moins éloignée de l'amont qu'en suivant le développement de l'atterrissement; dans ce cas, il arrive que l'eau des crues venant à surpasser l'atterrissement, se jette dans la ligne de plus grande pente et produit un affouillement en aval; celui-ci, à chaque crue, avançant d'aval en amont, finit par séparer entièrement l'atterrissement. De là, formation d'îles et de bras secondaires. C'est ainsi que se forment souvent les îles et les bras secondaires du Rhin (1). »

Bien que le cours actuel des rivières se rapproche toujours du pied des coteaux concaves dans les tournants, il est rare que la berge se confonde aujourd'hui avec la berge de l'ancien lit, et que, par conséquent, la rivière y continue le travail d'érosion de l'ancien grand cours d'eau; le dessin, si accentué encore, des méandres des vallées en roches dures, ne peut donc que s'atténuer par l'érosion pluviale, tandis qu'à toutes les périodes du creusement des vallées ces méandres se sont développés. On a la preuve de la constance de ce mécanisme dans les restes de méandres, de plus en plus effacés, qu'on retrouve en terrasses à divers étages. En voici deux exemples pris dans les environs de Paris :

La boucle de la Marne, à Saint-Maur, **N° 137,** est entourée sur une partie par un ancien méandre coupant toute l'épaisseur des assises calcaires et gréseuses qui supportent les marnes et calcaires du plateau de la Brie. Ce méandre en a coupé un autre, plus en aval, de Sucy à Valenton. Un reste de coteau convexe est visible au mont Mesly, dans la plaine comprise entre la Marne et la Seine. La vallée de la Seine décrit, plus en amont, un méandre (**N° 138-1**) dont la concavité est occupée par Juvisy et coupée par le débouché de la vallée de l'Orge; ce méandre affecte l'épaisseur du plateau de la meulière et du grès de Fontainebleau, sur lequel, à une dizaine de kilomètres plus à l'Ouest s'élève un second plateau, celui des meulières et calcaires de Beauce, où on retrouve les restes très nets d'une érosion demi-circulaire, parallèle à la précédente et plus élevée, dont Longjumeau occupe le centre et que coupe la vallée de l'Yvette.

D'autre part, le travail du développement des méandres des vallées s'est prolongé bien au delà du moment où ces vallées ont à peu près atteint leur profondeur. On en a la preuve dans la façon dont les méandres, dans leurs extensions et déplacements, se sont comportés à l'égard des lignes de l'hydrographie et des vallées préexistantes.

Ainsi, la Seine, dans la partie aval de la boucle comprise entre Louviers et Elbeuf

(1) MINARD. — *Cours de construction, etc...*

(G H, **N° 135**), ayant sa concavité sur la rive droite, a visiblement emprunté le tracé de la vallée inférieure de l'Andelle. Plus bas, en aval de Rouen, à Duclair (*b* **N° 135**), en érodant sa rive droite concave, elle a rencontré le ruisseau de Sainte-Austreberte et l'a capturé. Le prolongement de la vallée qu'occupait primitivement ce ruisseau, en aval de son débouché actuel dans la Seine, se voit encore très nettement en *a b*; il coupe un peu en biais l'isthme du coteau convexe du méandre suivant, et sert au passage de la route et du chemin de fer. Ce fait intéressant a été signalé par M. Davis dans son étude précitée sur la Seine, la Meuse et la Moselle (1). A la Roche-Guyon, un méandre disposé de même, ayant sa concavité sur la rive droite, ne laisse qu'une crête étroite entre la vallée de la Seine et celle de l'Epte (B, **N° 134-1**); si la Seine avait étendu son travail d'érosion un peu plus, le fait du ruisseau de Sainte-Austreberte se serait reproduit pour l'Epte.

En aval de Meaux, un méandre de la Marne creusant sa rive gauche a atteint la vallée du Grand-Morin et raccourci cette rivière, dont l'ancienne vallée en aval, qui aboutissait dans la Marne à Précy (P, **N° 139**), n'est plus occupée que par un ruisseau. Le canal de Meaux à Chalifert ainsi que la voie ferrée utilisent ce passage et traversent en tunnel un isthme étroit, presque rongé par un autre méandre de la Marne, également entre cette rivière et la vallée prolongée du Grand-Morin. Ce dernier était donc de toute façon destiné à être capturé, pour atteindre la Marne soit en amont, soit en aval de son confluent primitif.

Un autre exemple, très remarquable, est celui que donne la vallée du Loir, dont les méandres, un peu avant Montoire, coupent toutes les lignes hydrographiques creusées dans un calcaire crétacé dur, exploité comme pierre de taille (**N° 140**). Entre Naveil et Villiers, une grande concavité de la rive gauche, en demi-cercle, rejoint presque la vallée d'un petit affluent venant du Sud, la Brisse. Le méandre qui fait suite, sur la rive droite, coupe la vallée d'un autre ruisseau, venant du Nord, absorbe cette vallée sur une longueur de près de 2 kilomètres, et la laisse ensuite à sec. Cet exemple montre, sur un court espace, une succession de cinq grandes concavités circulaires alternant d'une rive à l'autre, tandis qu'après Montoire la vallée ne présente plus de méandres, à partir du point où les calcaires durs cessent d'apparaître sur ses flancs ; alors, elle s'élargit beaucoup. Dans cette région, abstraction faite des méandres, les orientations des lignes d'eau sont remarquablement influencées par les diaclases dans deux directions orthogonales; un coup d'œil sur la carte au 80.000e suffit pour s'en rendre compte.

A la suite d'un changement de niveau de base, si une rivière creuse et développe ses méandres dans un terrain composé de couches de résistances différentes, en stratification concordante et dont le plongement coïncide à peu près avec l'inclinaison générale du bassin, diverses combinaisons peuvent se produire dans le développement des arcs de cercle, suivant les variations qu'éprouve le régime du cours d'eau, et suivant que le niveau de base reste dorénavant le même ou se modifie encore. Les variables du problème sont trop nombreuses pour qu'il soit possible d'envisager une solution

(1) W.-M. Davis. — *La Seine, la Meuse et la Moselle. Annales de Géographie*, 1895, n° 19.

générale ; mais supposons, pour préciser, en nous bornant à un cas simple, deux couches, l'une tendre et l'autre dure :

La couche tendre occupe le dessus. Les méandres vont tout à la fois s'y approfondir et s'y développer par extension du rayon de courbure des rives concaves, jusqu'à ce que l'équilibre pratique entre l'attaque et la résistance soit obtenu, par la réalisation de la vitesse qui convient au débit. Mais, si la rivière atteint le niveau de la couche dure avant que ces conditions ne soient remplies, il pourra se faire que l'approfondissement progresse beaucoup moins vite, et qu'à défaut l'érosion se reporte en majeure partie sur l'extension des méandres, par application du principe du moindre travail. C'est d'ailleurs ce qui a lieu dans le cas, tout à fait analogue, du déplacement latéral d'un cours d'eau en vallée monoclinale (1).

Par conséquent, *la même rivière,* creusant des méandres dans *le même terrain*, et avec *la même pente*, déterminera des méandres de moindre rayon dans ce terrain, s'il est homogène dans toute la profondeur, que s'il est superposé à une formation plus résistante dont le creusement atteint le niveau. Supposons maintenant que la couche dure surmonte la couche tendre. Les méandres se développent avec un plus petit rayon tant que le creusement s'effectue dans cette couche; mais dès qu'il parvient à entamer la couche tendre, les rayons de courbure augmentent, et la couche dure mise en porte-à-faux, s'éboule. Dès lors, le travail se poursuit comme si le couronnement des rives concaves par les roches de la couche dure n'existait pas.

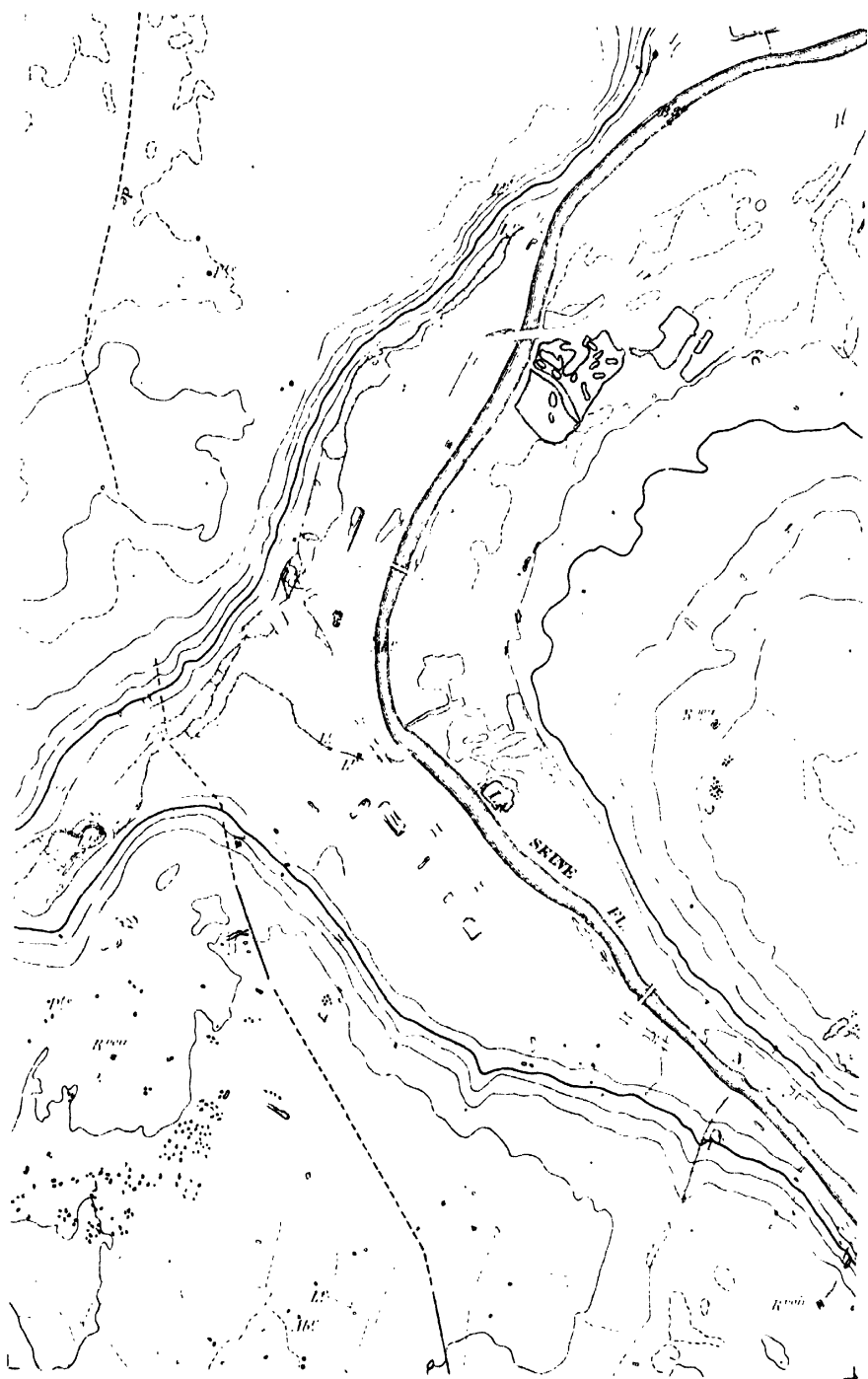
Il peut en résulter, nous l'avons déjà fait remarquer, que le banc dur supérieur se découpe irrégulièrement, suivant un tracé polyédrique donné par les diaclases. Ce tracé polyédrique devient sensible lorsqu'il s'agit d'un cours d'eau de faible profil, coulant au fond d'une gorge étroite ; mais il disparaît *topographiquement*, lorsqu'il s'agit d'une rivière qui décrit des méandres de grand rayon.

En faisant intervenir, dans les deux hypothèses dont nous venons de parler, des changements de niveau, de débit et de régime, on peut se rendre compte, pour un cas concret, de l'origine des restes de méandres, plus ou moins reconnaissables, que dessinent des terrasses sur les versants d'une vallée.

Nous avons dit que quand une rivière à méandres creuse sa vallée dans des terrains où les méandres ne se conservent pas, la largeur de cette

---

(1) Voir pages 391 et 392.

Échelle du 50.000ᵉ

Échelle du 50.000e

Échelle du 50.000^e

BASSIN PARISIEN

ASSIN PARISIEN

MISSISSIPI

LORAIN

Crandall

French Creek

Sheffield

BLACK

South Lorain

Avon

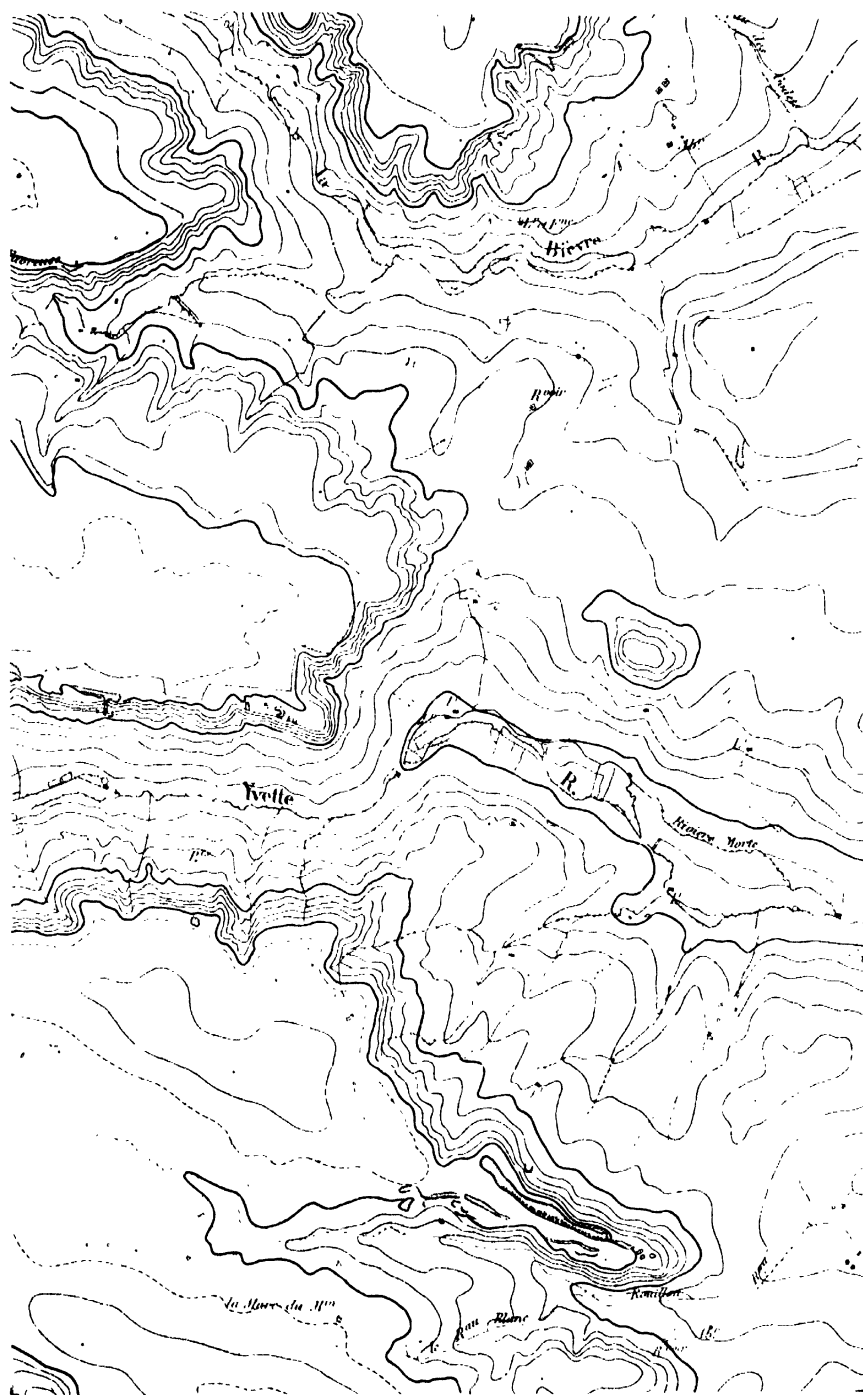
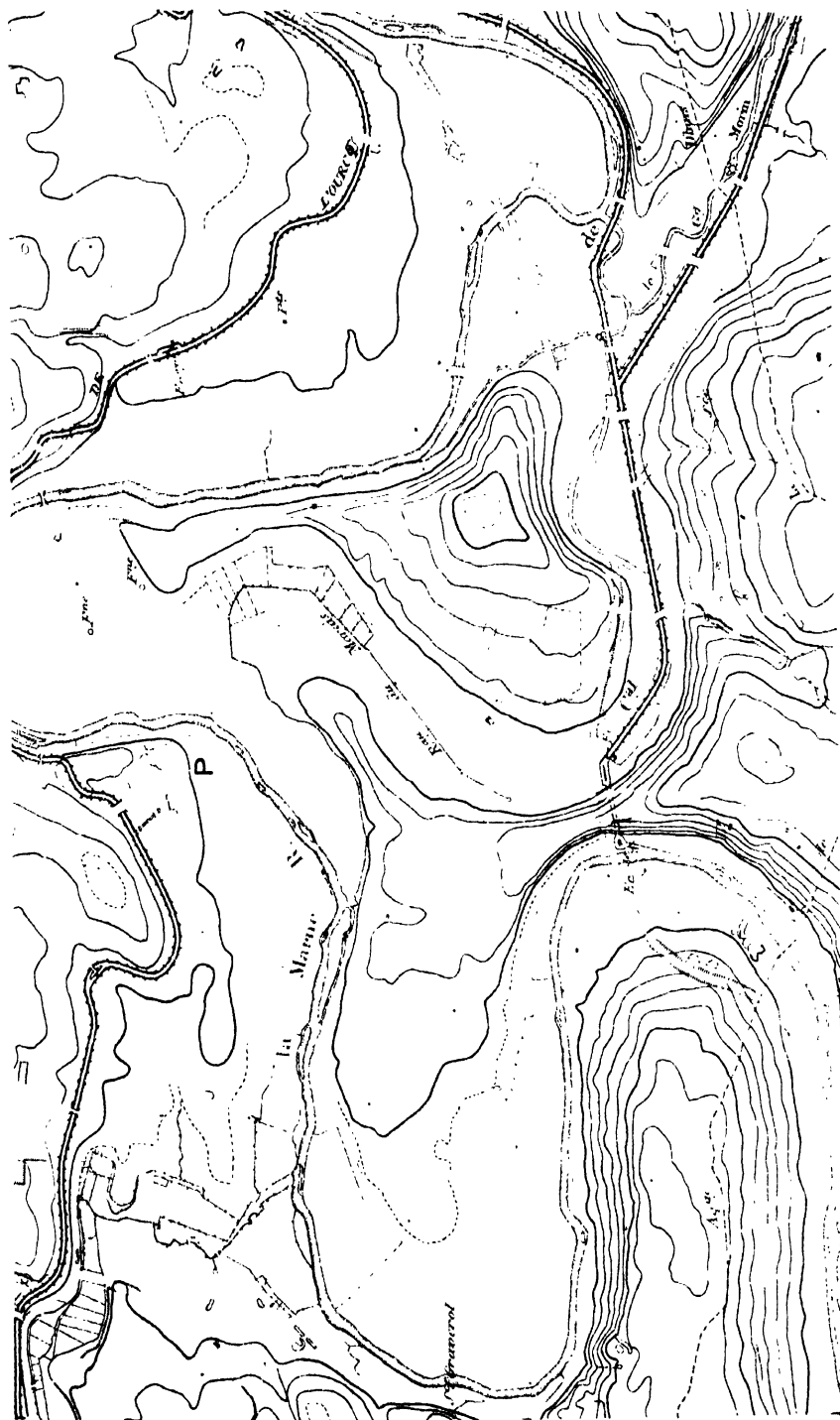
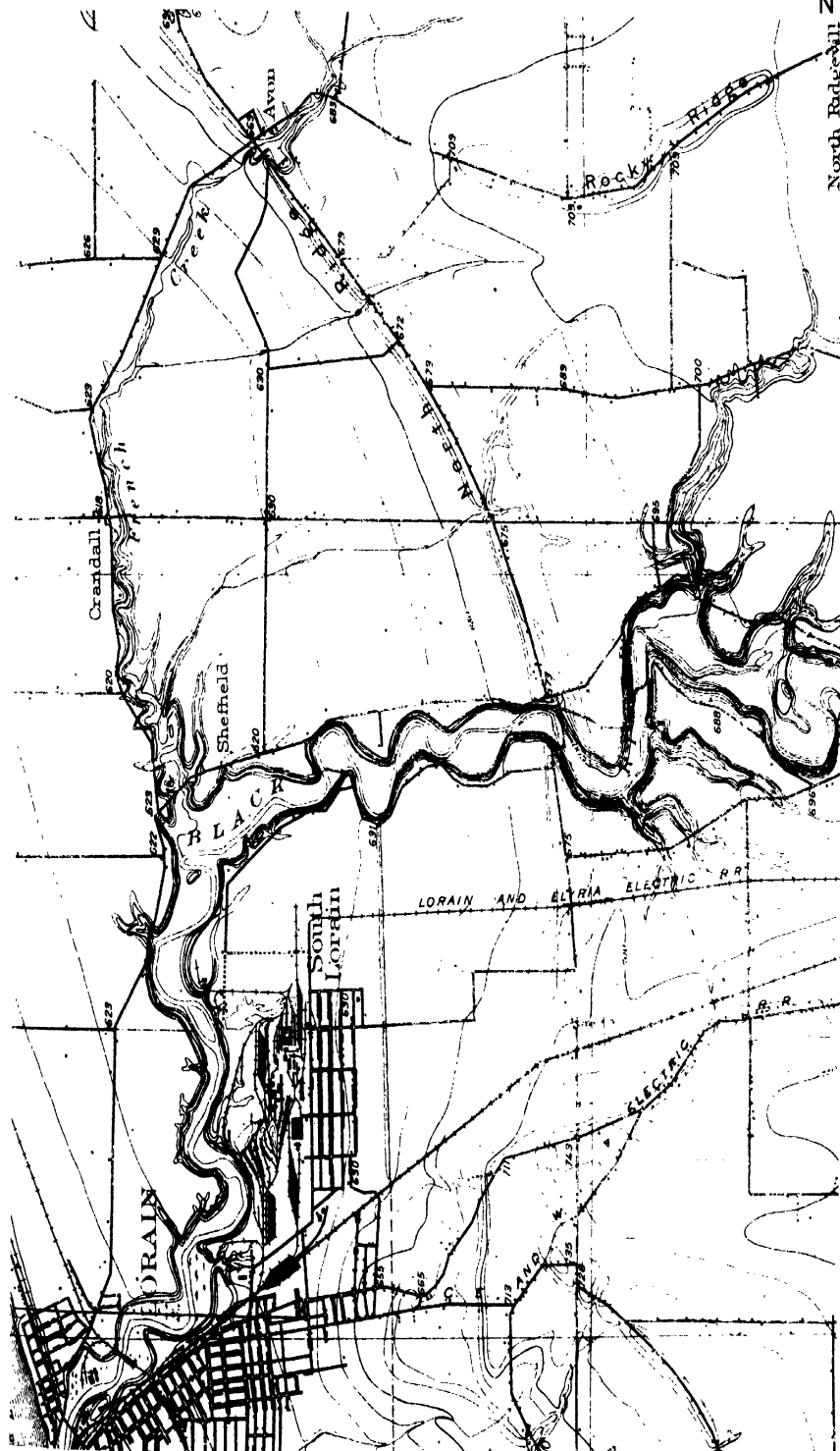
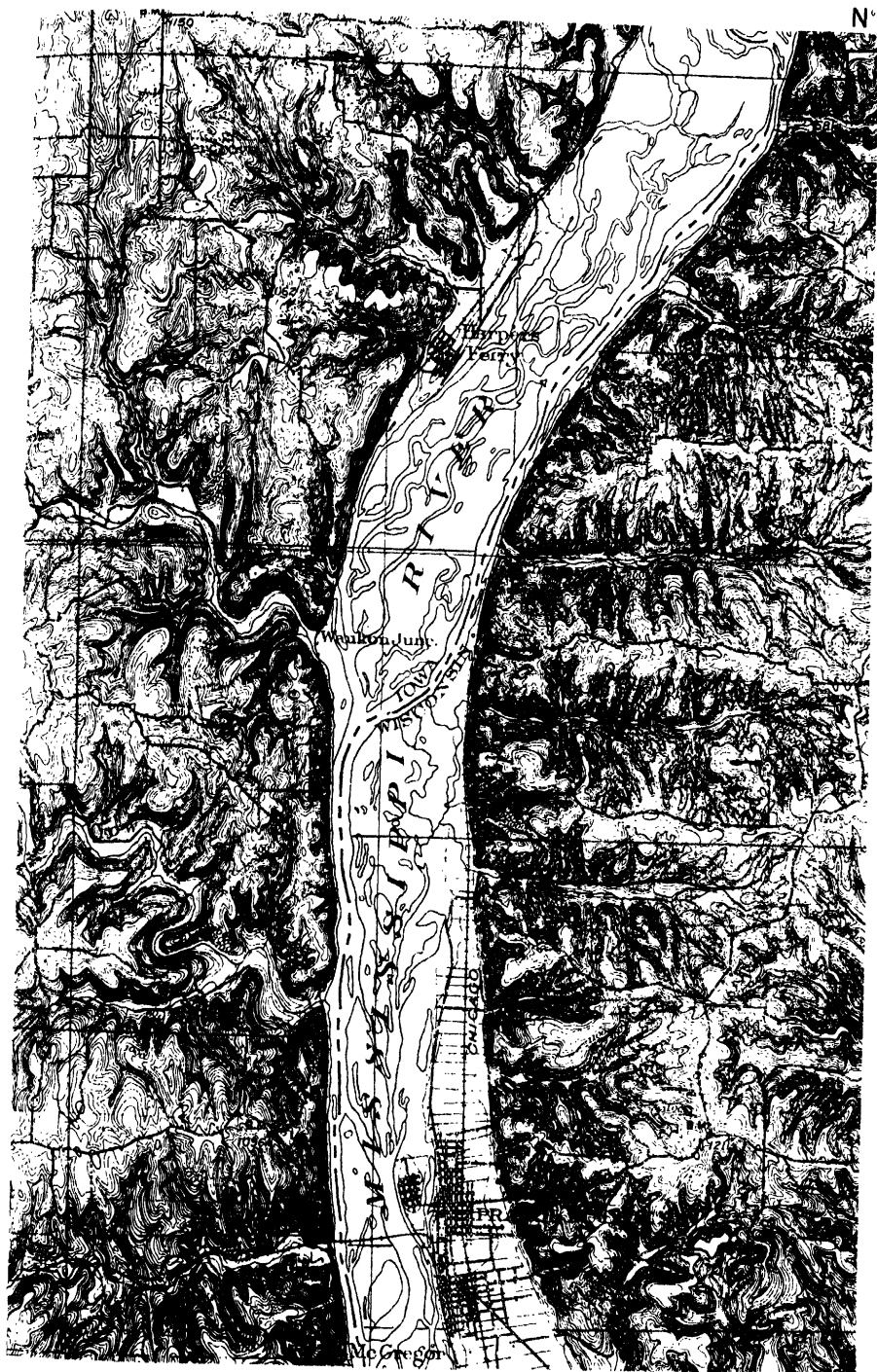
North Ridge

Rocky Ridge

North Ridgevill

LORAIN AND ELYRIA ELECTRIC RR

Échelle du 62.500e

N° 140 BIS

Harpers Ferry
Waukon Junc.
IOWA
WISCONSIN
MISSISSIPPI RIVER
CHICAGO
McGregor

Échelle du 125.000e

vallée est déterminée par l'amplitude totale, dans le sens perpendiculaire à son axe, des méandres qui y ont existé, et qui ont disparu par le mécanisme de l'extension et du déplacement. Ce dernier a lieu, en effet, pour les méandres encaissés, comme nous l'avons vu pour les méandres superficiels ; les méandres encaissés peuvent donc cheminer d'amont en aval, pour ainsi dire parallèlement à eux-mêmes, pendant la période active de leur creusement et de leur extension.

« Les sinuosités, dit Minard, ont une marche parallèle à elles-mêmes vers l'aval, résultat combiné de la corrosion, de l'atterrissement et du courant (1). » Et par ce mécanisme, la vallée s'élargit aux dépens des versants érodés.

En dessinant sur une carte, par modification du tracé actuel de la rivière, des méandres plus ou moins réguliers, qui viendraient toucher alternativement les deux versants d'une large vallée, on rétablirait à quelque chose près et d'une manière arbitraire un précédent état du cours d'eau, sinon *probable*, du moins *possible* à un moment quelconque de son passé. Réciproquement, dans les parties où il existe des méandres encaissés, on obtiendrait la largeur à laquelle parviendrait la vallée, si ces méandres se déplaçaient en progressant vers l'aval, par une ligne continue qui joindrait d'une part les sommets des concavités de la rive droite, d'autre part ceux des concavités de la rive gauche.

Nous avons cité l'exemple de la vallée de la Seine avant Montereau et Moret (méandres effacés) comparée à la même vallée en aval (méandres conservés) (2).

Il est généralement admis que le déplacement progressif des méandres systématiques représente, à l'exclusion de tout autre, le mécanisme de l'élargissement des vallées. Mais il convient de préciser, car cette proposition s'applique à *l'élargissement* proprement dit, duquel résultent des vallées ayant un fond d'alluvions plus étendu que ne le comporte le cours d'eau qu'on y trouve ; elle ne s'applique pas à la *largeur normale* du fond, qui résulte du creusement direct par un cours d'eau d'un débit jadis plus important que le débit actuel, mais auquel ce dernier reste proportionné. Il n'est pas question, bien entendu, de *l'ouverture* des vallées, considérée dans le sens de l'évasement du profil, puisque cet évasement ne dépend que de la rotation des versants.

Enfin, il faut faire toutes réserves au sujet des cas particuliers, tels que

(1) MINARD. — *Cours de construction*, etc...

(2) Voir page 414.

les captures en amont, qui peuvent laisser presque à sec en aval de larges vallées d'alluvions (1).

Le fond de la vallée de la Seine après Paris a une largeur normale d'environ 1.200 mètres, comptée de l'ancienne berge d'une rive à celle de l'autre rive, ou [plutôt à son prolongement, les anciennes berges étant effacées alternativement sur une rive et sur l'autre par le travail de l'érosion pluviale dans les méandres (2); tandis que *l'élargissement* de la vallée, tel qu'il pourrait résulter de la disparition des méandres encaissés, si leur travail d'extension et de progression vers l'aval était poursuivi, mesurerait plus de 12 kilomètres du tournant de Bougival (concavité de la rive gauche) au tournant de Conflans—Sainte-Honorine (concavité de la rive droite).

A l'examen de la topographie d'une vallée, il n'est pas toujours aisé de distinguer si sa largeur doit être exclusivement attribuée à l'action d'un courant de sens direct, ou si le jeu des méandres y est intervenu, et dans quelle mesure. Cependant, lorsqu'il s'agit de vallées *bien calibrées* (3), l'intervention des méandres est peu probable, tandis que dans les vallées moins régulières elle est plus admissible, surtout si le cours d'eau a conservé sur le fond un tracé à méandres *divagants* en rapport avec la largeur actuelle de sa vallée. Mais le rôle des méandres encaissés disparus devient certain lorsqu'il subsiste encore quelques éléments de coteaux concaves, représentant souvent les restes de boucles fermées, abandonnées à la rupture de leur pédoncule.

Enfin, on peut rencontrer des vallées dont le modelé actuel a une origine mixte; c'est-à-dire des vallées dont la rivière, sans décrire des méandres réguliers s'avançant d'amont en aval, a pu subir certains déplacements locaux sur le fond, et attaquer irrégulièrement, par places, tantôt un versant tantôt l'autre.

Le **N° 163** extrait de la feuille de Bayon de la nouvelle carte de France au 50.000e, donne le cours du Madon aux environs d'Haroué. La vallée est restée en voie d'élargissement par le déplacement des méandres, qui peuvent encore divaguer sur le fond, mais ne sont plus en état d'attaquer les versants aujourd'hui fixés.

Les exemples de vallées dans ces conditions ne sont pas rares. Le **N° 140** *bis* en montre un très intéressant spécimen. Ce morceau est emprunté au récent et remarquable ouvrage : *The interpretation of topographic maps* de MM. Rollin by Salisbury et Wallace W. Atwood, publié sous le n° 60 de la collection des *Professionnals Papers*, du Geological Survey des Etats-Unis (1908).

---

(1) Par exemple, la vallée de la Bar. — Voir pages 402 et 403 et **N° 130.**

(2) Voir l'exemple **N° 127.**

(3) Voir pages 360 et 415 et **Nos 125** à **128.**

« Une vallée nouvelle, bien dessinée, occupée par un grand fleuve, traverse la plaine figurée sur la carte. Les vallées tributaires ont atteint un degré de développement en harmonie avec la vallée principale. Les vallées de ce type sont communes le long des rives méridionales des lacs Erie et Ontario. »

Le fragment de carte choisi contient aussi de très belles terrasses lacustres, et à ce sujet nous y reviendrons plus loin.

Le **N° 140** *ter*, qui est extrait du même ouvrage, représente au contraire une vallée *bien calibrée*, due à l'action d'un courant direct. C'est un exemple d'une régularité parfaite. Il s'agit d'une partie étroite de la vallée du Mississipi.

« La vallée, dit le texte, est en passe d'élargissement; mais elle est arrêtée dans cette voie par la protection que donnent aux versants les ouvrages construits de main d'homme. A l'extrémité Nord du morceau représenté, la rivière attaque le versant gauche. Il serait indubitablement sapé, s'il n'était garanti à sa base par le remblai construit pour la sûreté de la voie ferrée. A l'extrémité Sud, la rivière coule contre le versant droit, qui est probablement protégé de la même façon. »

De cet exemple, il ressort clairement que la largeur uniforme et régulière de la vallée ne peut pas être attribuée à des méandres, ni à un travail quelconque du fleuve se portant alternativement vers une rive et vers l'autre. Le cours du Mississipi actuel *se conforme* aux directions que lui imposent les versants, c'est-à-dire les anciennes berges; l'action de ses méandres est arrêtée contre les murailles rectilignes de ces berges. S'il parvenait à les attaquer, ce qui se produirait, selon les auteurs du texte, sans la protection donnée par les ouvrages d'art du chemin de fer, la constance du profil de la vallée serait détruite. Cette rectitude des versants n'est donc pas le fait des méandres, puisque les méandres travaillent au contraire à la troubler.

Cas de la basse Loire. — En résumé, les rivières n'oscillent pas plus qu'elles ne titubent. La principale cause première des méandres, qui existent partout, paraît être le passage d'un régime de pluies intenses, d'érosions et d'alluvionnements considérables, à un régime plus sec, comportant des cours d'eau réduits de volume. La disposition transversale des dépôts brusquement constitués sur un large fond de vallée, et dorénavant abandonnés par suite du changement de régime, est à notre avis une des principales raisons de la disposition des méandres des vallées et de leur régularité.

Avec les mouvements négatifs qui ont produit des abaissements de niveau de base, le développement des méandres et leur encaissement, ayant comme effet le creusement des rives concaves et la construction des coteaux convexes, ont pour but d'obtenir, au moyen de l'allongement du cours, la pente

correspondant à un régime qui comporte des crues incomparablement moins violentes et moins volumineuses, avec un transport d'alluvions beaucoup moindre, souvent presque nul.

Le mécanisme du creusement des concavités se rapproche beaucoup de celui des tourbillons, appliqué aux courants des hauts niveaux, dans des conditions spéciales et à très grand rayon.

La conservation des méandres encaissés dépend du terrain dans lequel ils sont creusés ; si ce terrain n'offre pas de résistance, l'extension des rayons de courbure et la progression vers l'aval n'ont pas de limites et les méandres s'effacent ; si la résistance est trop grande, le tracé du cours d'eau reste heurté, anguleux, comme dans les fissures des roches éruptives et cristallines.

Les vallées des cours d'eau dont le régime est demeuré torrentiel, en raison du remaniement des dépôts à chaque crue violente et de la nécessité de conserver la pente indispensable à l'écoulement et au transport pendant les crues, comportent moins la régularisation du profil en long par allongement au moyen de méandres, et davantage celle par érosion et remblai sur le fond.

Ainsi, la vallée de la basse Loire est dans des conditions remarquablement différentes de celles de la basse Seine. Cette vallée est dépourvue de ces méandres systématiques encaissés, qui sont au contraire si développés en aval de Paris. Cette différence frappante nous paraît tenir au passé des deux fleuves, à leur histoire dans les parties comparées.

On sait que la Seine est considérée comme ayant réuni aux eaux de son bassin celles d'une grande partie du bassin de la Loire (1) :

« La vallée du Loing, qui continue exactement le sillon de la Loire, dont aucun seuil ne la sépare, semble bien indiquer de quel côté ont dû s'écouler primitivement les eaux venant de l'Auvergne et du Forez ; et il est difficile d'attribuer à autre chose qu'à des courants issus du plateau central cette nappe des sables de Sologne, dont les derniers écarts ont atteint et même dépassé la région de Paris. Mais lorsqu'au milieu des temps miocènes la mer a fait irruption dans l'Ouest jusqu'aux portes de Blois, sans doute à la faveur de quelque dislocation en rapport avec les prémices des mouvements alpins, la Loire, attirée par ce sillon, aurait été capturée au profit de l'Atlantique (2). »

L'étude de ces dépôts de sables granitiques a été faite minutieusement

(1) Voir page 413.

(2) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

par M. Dollfus, qui les a suivis de proche en proche et a démontré leur origine et l'âge relatif auquel s'est effectué leur transport (1).

En somme, la Loire telle qu'elle existe aujourd'hui n'a pas participé aux érosions de la phase la plus ancienne. A l'époque où les masses d'alluvions des régions de l'Allier et de la haute Loire étaient amenées dans la Seine par la direction actuelle du Loing, la basse Loire n'existait pas. Elle n'a donc pas pu s'encombrer de bancs transversaux de matériaux de transport, tandis que la basse Seine en recevait une énorme quantité, tant du plateau central et du Morvan que des bassins de la Marne et de la haute Seine. La basse Loire n'a pu être éprouvée par les érosions de la totalité de la seconde phase, c'est-à-dire du régime des hauts niveaux des rivières actuelles, régime pendant lequel se sont constitués et développés les méandres de la Seine. Sa vallée remontait vers l'Est à l'époque où la basse Seine, très antérieure, s'encaissait par suite d'un mouvement négatif correspondant. Le changement de direction entre Cosne et Gien n'est autre chose qu'un coude de capture. On conçoit donc que la vallée de la basse Loire soit dépourvue de méandres encaissés, et ce fait est bien d'accord avec la théorie. Les élargissements et les rétrécissements *directs* qu'offre cette vallée sont en raison du degré de résistance de ses anciennes berges. Elle a parfois de grands épanouissements qui se justifient par des raisons diverses. Le plus remarquable est le *Val d'Orléans*, dont M. Raoul Blanchard (2) a donné une étude spéciale.

C'est un bassin allongé de 35 kilomètres de longueur sur 7 kilomètres de largeur maximum, dû à l'érosion fluviale dans les marnes peu résistantes de l'Orléanais. Lorsque le fleuve entre ensuite dans le calcaire de Beauce, il rétrécit sa vallée, qui retrouve la largeur qu'elle avait avant le Val d'Orléans. « Ainsi la présence de cet élargissement de la vallée coïncide avec l'apparition de sédiments plus faciles à entamer que les roches d'amont et d'aval. La Loire a largement taillé dans les marnes de l'Orléanais et même dans la partie supérieure du calcaire de Beauce, pour arriver au niveau actuel. Telle est l'explication de cet épanouissement anormal de la vallée entre Gien et Orléans. Le sol de cette vallée n'est pas d'ailleurs complètement horizontal ; les parties les plus basses en sont les bords, où passent les cours d'eau ; le Val forme ainsi un léger dos d'âne, comme on peut s'en convaincre par des coupes. La différence de niveau n'est nulle part considérable, il est

(1) DOLLFUS. — *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. Annales de Géographie*, 1900, nos 46 et 48.

(2) RAOUL BLANCHARD. — *Le Val d'Orléans. Annales de Géographie*, 1903, no 64.

vrai, et le Val reste bien, en résumé, une large vallée au sol à peu près plat, résultat de l'érosion du fleuve. »

« La période de creusement terminée, le fleuve calmé a commencé le comblement de la large vallée qu'il s'était ouverte ; aussi le sol n'est maintenant formé à la surface que d'une nappe épaisse d'alluvions. Ces apports du fleuve sont de composition variable, suivant la vitesse du courant dans lequel ils se sont déposés (1). »

Il résulte de ces dépôts d'alluvions, toujours par changement de régime et de vitesse, que la Loire y décrit franchement des méandres superficiels, depuis Sully jusqu'au delà d'Orléans, tandis que son cours en amont et en aval est à peine sinueux. Mais dans le Val même, et à travers les alluvions, elle est en contact avec le calcaire de Beauce qui forme le fond, et ce calcaire fissuré absorbe une grande partie de son débit qui circule souterrainement, et que le fleuve récupère plus loin en aval. Le Val d'Orléans est criblé de *gouffres* ou d'entonnoirs circulaires, qui tantôt absorbent de l'eau tantôt en rendent, suivant les décrues et les crues du fleuve.

Les berges des hauts niveaux, toujours directes et sans méandres, se rapprochent au contraire de leur minimum d'écartement, lorsque la Loire pénètre, aux Ponts-de-Cé, dans les masses schisteuses cristallines redressées et plissées du massif armoricain ; le minimum est atteint au-dessous d'Ancenis, dans la traversée des micaschistes les plus durs.

---

(1) Raoul Blanchard. — *Le Val d'Orléans. Annales de Géographie*, 1903, nº 64.

PLAINES ET PLATEAUX

TOPOGRAPHIE GÉNÉRALE DES GRANDS VERSANTS

Au début de la précédente partie de notre étude, nous avons défini ce que nous entendons par les *régions moyennes ;* anciennes pénéplaines archéennes, surfaces modérément inclinées des terrains ayant participé à de grands mouvements d'exhaussement, grandes nappes alluviales découpées ensuite par les érosions, etc... Si les vallées qui ont raviné ces surfaces sont très voisines les unes des autres, les surfaces elle-mêmes disparaissent ; les vallées ne sont plus séparées que par des croupes et des crêtes ; nous en avons étudié les profils en travers. C'est surtout dans ce cas, nous l'avons dit, que les lois de Brisson trouvent leur application.

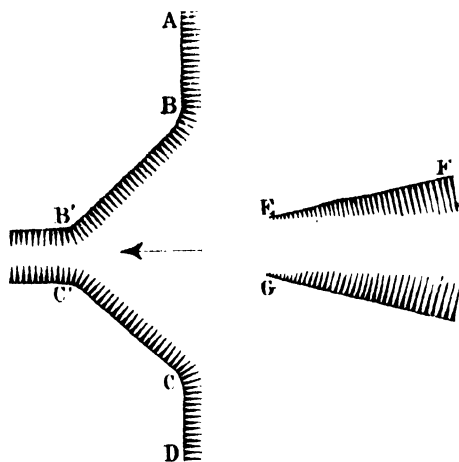
Si les vallées d'érosion encaissées laissent entre elles de larges intervalles, la surface primitive, abstraction faite de ce qu'elle a perdu par l'érosion générale, ne fût-ce que par le ruissellement sur toute son étendue, se conserve sous forme de plateaux, dont la continuité, interrompue par le creusement des vallées, se retrouve d'un côté à l'autre.

La topographie de ces grands versants, plus ou moins inclinés, mais ordinairement en pentes assez douces, est régie par les mêmes lois que celle d'un flanc d'anticlinal quelconque ; nous l'avons déjà fait remarquer à propos de la formation des *falaises* et des vallées monoclinales qui longent leur pied (1). Les rivières et leurs affluents qui tendent à s'établir suivant la pente sont exactement comparables aux ruz qui découpent un flanc d'anticlinal, ou de synclinal si l'on veut, le même versant pouvant être considéré au point de vue du pli convexe ou à celui du pli concave. Nous avons dit que les différences tiennent surtout aux dimensions ; elles viennent aussi de ce que la rapidité des pentes est beaucoup moindre pour les grands versants que pour les flancs de voûtes proprement dits.

Les crêts des flanquements de voûtes anticlinales découpés en *festons*

(1) Voir pages 392 à 395.

ont leurs analogues dans la façon dont les falaises de roches dures se comportent à la traversée des rivières. Ces falaises reculant par le même mécanisme de sapement que les crêts, les affluents installés sur les argiles et les marnes des vallées monoclinales, qui se déplacent latéralement, tendent à user les angles et à s'infléchir vers l'aval, à la rencontre des cours d'eau principaux, toutes les fois que la falaise se trouve interrompue par le passage d'un de ces cours d'eau. L'accident topographique se présente sous l'aspect généralisé par le schéma suivant :

Soit ABCD le bord d'une falaise calcaire, sur un versant où le plongement des strates est de même sens et plus rapide que la pente générale. Le cours d'eau aborde la falaise perpendiculairement, comme l'indique la flèche. Au pied de la falaise et dans son voisinage, il traverse la couche argileuse, qui, en raison de sa nature, ne donne à la vallée que des versants effacés. En amont, la couche dure sous-jacente apparaît et forme des versants EF, GH, en rapport avec la solidité de la roche. Les vallées monoclinales argileuses, au pied de AB et de CD, peuvent actuellement ne plus contenir d'affluents ; elles n'en ont pas moins été façonnées par l'eau courante, sinon sous le régime actuel, du moins à une époque antérieure. Entre le point B et le point C, l'ouverture dans la masse calcaire constituant la falaise se produit sous la forme d'un *évasement*, d'une sorte d'*entonnoir*, dont les côtés BB′, CC′, se rapprochent jusqu'à un point à partir duquel la vallée reprend ses versants parallèles, séparés par une largeur en relation avec la résistance de la roche et avec l'importance du cours d'eau.

Si deux cours d'eau abordent la falaise de la même manière, à quelque distance l'un de l'autre, ils donnent lieu à deux évasements ou entonnoirs semblables, et les dimensions de ces évasements sont proportionnelles aux puissances respectives des deux cours d'eau. Si les deux cours d'eau sont assez voisins, la partie AB ou CD de la falaise qui est comprise entre les deux évasements peut se réduire jusqu'à disparaître tout à fait, et il reste, en B ou en C, un angle saillant qui reproduit exactement la forme du *feston*, de l'*écaille*, sur un flanquement d'anticlinal.

Le recul des falaises ne s'effectue pas toujours partout avec une égalité et une régularité absolues; bien des raisons peuvent faire varier les conditions de ce recul, surtout sur des déclivités générales assez faibles. Certaines parties restent en saillie tandis que les voisines se détruisent plus vite. D'autre part, lorsque deux cours d'eau se rapprochent l'un de l'autre sur certains points de leur tracé, le col qui se creuse sur la ligne qui joint les points les plus rapprochés (1) peut entamer toute l'épaisseur des couches dures, et alors les couches tendres qui sont à leur base se délitent facilement et disparaissent plus vite. Nous avons donné divers exemples de *témoins* ainsi formés, pouvant rester isolés parfois assez loin en avant de la falaise continue. Lorsqu'il s'agit d'un flanc d'anticlinal proprement dit, dont la pente est beaucoup plus rapide que celle d'un versant d'aire continentale, il est rare de trouver des témoins semblables en avant des crêts, parce que la raideur de la pente favorise le sapement, l'entraînement des débris et la destruction du témoin. Mais il n'y a là aucune différence de principe.

MM. de La Noë et de Margerie, étudiant la topographie générale des plateaux, c'est-à-dire le cas où les versants de deux vallées voisines, en raison de leur écartement, ne se rejoignent pas en haut pour former des croupes ou des crêtes, font observer que généralement au réseau hydrographique des vallées et de leurs ramifications succède en amont, malgré des ruptures de pente parfois très brusques, un réseau supérieur qui continue les mêmes lignes. Ils en donnent deux exemples, l'un tiré du plateau de Langres et l'autre de la Côte-d'Or. L'explication complète de ce fait ne peut se trouver que par la considération de l'action érosive dans les deux sens : action directe ou d'amont en aval; action régressive ou d'aval en amont. L'action directe est celle qui détermine surtout les emplacements, le *tracé* des lignes d'eau qui sillonnent la surface générale. Ces lignes se dessinent d'après les ondulations, les irrégularités, si faibles qu'elles soient, d'une surface qui n'est jamais *ni plane, ni homogène.* Les pentes étant très douces, toutes les influences se font sentir, et en particulier celles des diaclases.

Il n'est pas nécessaire de faire intervenir le travail régressif pour expliquer le modelé obtenu par des eaux ruisselant sur les grandes surfaces à faible déclivité, y déterminant par leur concentration les lignes supérieures du réseau hydrographique, et entraînant, par action directe sur tout leur parcours, les débris de la surface ameublie. Pendant que ce travail super-

(1) Voir Lois de Brisson, page 371.

ficiel se poursuit lentement en amont, le creusement par les masses d'eau plus puissantes s'exécute plus vite en aval, et les *ruptures de pente* remontent par érosion régressive dans les vallées et dans leurs diverses branches, en se conformant au tracé déjà déterminé par la réunion et l'écoulement des eaux sur la surface générale. Ce n'est donc pas, à proprement parler, le vallon creusé dans les flancs du plateau qui se continue *en amont*, plus adouci, sur le plateau; c'est au contraire le thalweg supérieur, peu marqué, qui a été le premier dessiné et qui se continue *en aval* avec un profil plus accentué, lequel profil se propage par effet régressif peu à peu vers l'amont.

A la rupture de pente, pour la partie du thalweg qui est en aval de cette rupture, l'asymptote d'amont est très fortement inclinée, elle se rapproche de la verticale, parce que les couches dures supérieures sont attaquées *sur leur tranche* par l'érosion régressive. Au-dessus de la rupture de pente, qui actuellement recule peu, l'action érosive étant très loin de ce qu'elle était à l'époque des pluies intenses, on peut considérer qu'il existe pour la partie supérieure, pour ce qu'on appelle le *versant couché*, un niveau de base à peu près fixe. Le travail de l'eau est maintenant très minime sur le plateau, où il est très souvent enrayé par la végétation; le profil longitudinal tend donc à s'y régulariser d'une part sur ce niveau de base supérieur, qui n'est autre chose en chaque point, sur un profil longitudinal donné, que la courbe de niveau limite du bord du plateau, et, d'autre part, sur une asymptote d'amont en réalité peu inclinée, malgré la solidité de la roche.

Plateaux granitiques. — Après l'étude que nous avons présentée des formes des terrains cristallins en moyenne montagne, dans les Vosges, nous avons dit quelques mots des modifications que subissent ces formes lorsque le relief est moindre, comme dans le Morvan, pour lequel nous n'avons malheureusement pas encore de topographie précise à grande échelle. Puis, nous avons étendu nos observations générales aux granites du massif central, où le caractère montagneux disparaît souvent pour faire place à une véritable topographie de plateaux ondulés. Nous avons ajouté que dans la Margeride, par exemple, la surface cristalline s'étend sans accidents importants sur de vastes espaces, et pour cette raison nous nous sommes proposé de revenir sur cette question des formes cristallines, à propos de l'étude des plateaux (1).

Nous avons donné, sous les **N[os] 79** et **80**, deux extraits d'un levé au 24.000[e] exécuté par le Geological Survey des Etats-Unis, et représentant la vallée du Yosémite,

(1) Voir pages 129 à 140.

entièrement creusée dans l'épaisseur du granite. La surface de cette masse granitique est un véritable plateau, qui possède tous les caractères d'une matière dure. Les arêtes qui résultent du rôle joué par les fissures dans le travail de l'érosion sont vives, les à-pics succèdent brusquement aux formes à peine ondulées de la partie supérieure. Le granite se reconnaît aux dômes très typiques qui accidentent le plateau.

Les deux exemples suivants, **N^os 141** et **142**, sont pris dans le massif central de la France. Ils sont extraits des levés du camp d'instruction de la Courtine, à l'échelle du 20.000^e. Le terrain est composé de granite et de gneiss. Une faille dirigée Nord-Sud traverse dans toute sa longueur le **N° 141**, passant à quelques centaines de mètres à l'Est de la fourche des routes au lieu marqué *Croix-d'Echoron*. Cette faille met en contact le granite avec le gneiss; ce dernier occupe la partie occidentale dans notre exemple. Elle ne se traduit par aucun mouvement topographique, aucune inflexion particulière dans le modelé; la résistance du gneiss à l'érosion ne diffère pas sensiblement de celle du granite.

On retrouve ici les caractères des granites des Vosges, mais seulement à l'état d'esquisse. Il n'y a nulle part de surface supérieure plane, qui indiquerait une assise sédimentaire, comme dans le cas des grès. Tous les sommets sont arrondis en dômes et leur distribution est absolument irrégulière; les crêtes affectent cette allure sinueuse toujours remarquée dans les granites. Les fonds humides et plats, remplis par l'arène granitique, occupent à peu près tous les thalwegs, et toutes les dépressions sont tourbeuses. Les vallons ne se creusent pas assez pour que leurs têtes s'arrondissent en cirques parfaits ; mais on voit facilement, à l'épanouissement de ces têtes entre les sommets arrondis, que si le relief s'accentuait par le creusement les cirques ne tarderaient pas à mieux se dessiner. On voit aussi que dans les vallées les plus profondes, comme au Nord du **N° 141** et au Sud du **N° 142**, au-dessous des sommets en dômes, les versants rapides à pente droite, qui prolongent les profils en travers convexes, tendent à reproduire les allures des versants granitiques vosgiens, et que, par suite, une érosion plus accentuée conduirait aux sommets en pyramides à faces creuses.

En somme, ces exemples confirment de tout point les caractères reconnus comme appartenant aux régions granitiques.

Ces caractères apparaissent beaucoup moins nets dans les suivants, **N^os 143** et **144**, extraits des levés du champ de tir de Coëtquidan ; parce qu'il ne s'agit plus ici du granite, mais bien des schistes cristallins, schistes siluriens recristallisés du promontoire armoricain. Les fonds en prairies humides y existent aussi, mais moins généralement développés ; ainsi, on les trouve dans le thalweg Nord-Sud qui partage par le milieu le **N° 144**; ce thalweg ne peut pas être traversé partout. Dans le thalweg situé à un kilomètre plus à l'Ouest (même exemple) ils se traduisent même par un chapelet d'étangs. La direction des plis hercyniens est très sensible; c'est celle, de l'Est à l'Ouest, qui détermine l'orientation de la lande de Coëtquidan, et que suit la ligne de tir.

La nature schisteuse de ce terrain se fait sentir par places d'une façon très évidente. Ainsi, dans la partie Sud du **N° 143**, les pentes qui aboutissent à la route nationale de Paris à Lorient offrent, en petit, des ravinements semblables à ceux qu'on trouve dans les schistes des Alpes, affectant les mêmes formes d'arrachements brusques rongeant des pentes unies. Les restes des plis hercyniens enlèvent un peu à cette région le caractère de plateaux proprement dits.

Plateaux gréseux. — Les caractères des grès, caractères assez variables, ont été décrits à propos des grès des Vosges (grès vosgien et grès rouge). La nature gréseuse d'un plateau est assez difficile à établir si on ne joint pas à l'analyse de la surface celle des formes des pentes dans les vallons qui la creusent; car la surface elle-même peut être dure ou tendre, perméable ou imperméable suivant l'espèce du grès.

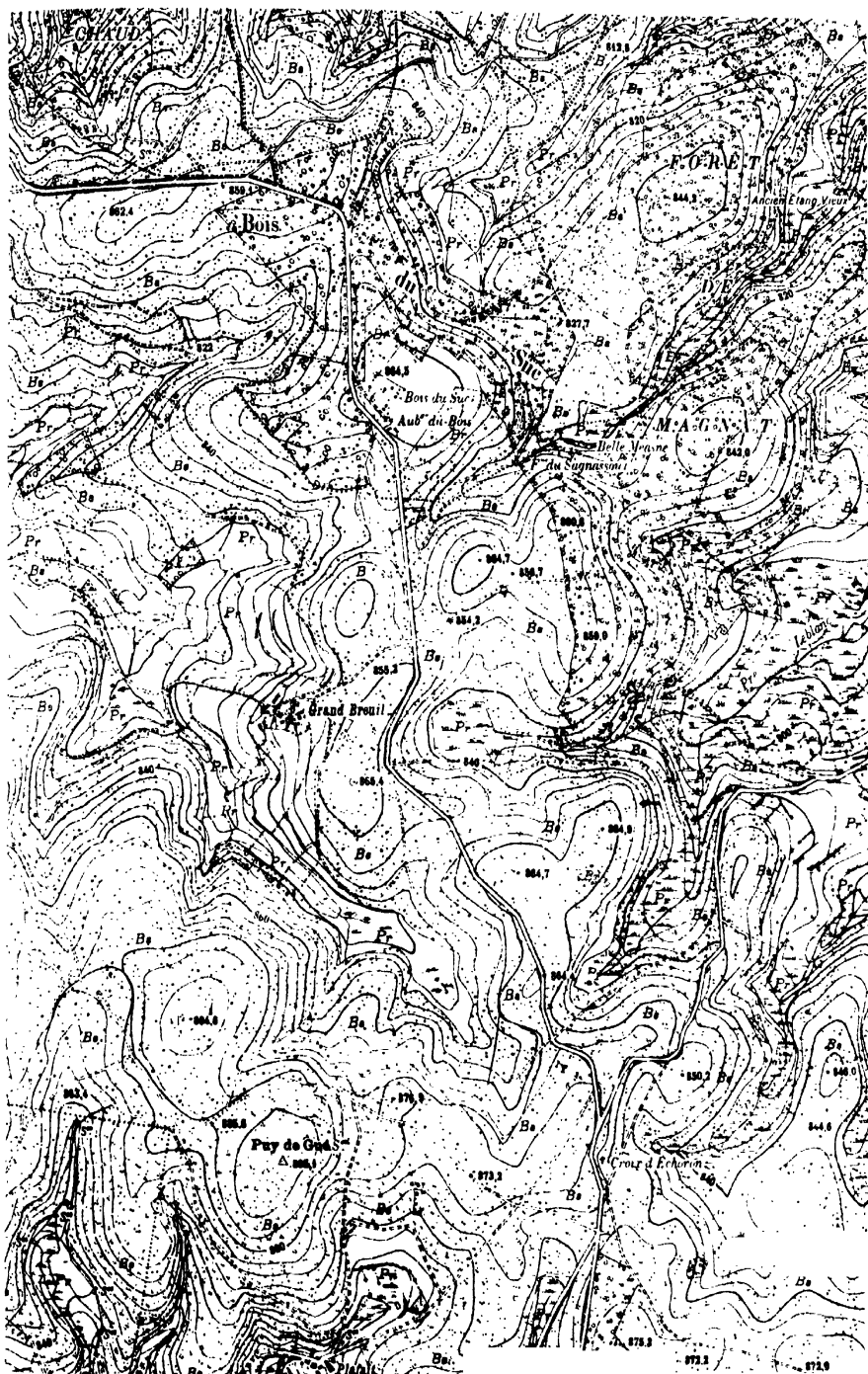
Les N^os **145** et **146**, qui se font suite, en donnent un exemple qui permet un rapprochement intéressant avec les grès des Vosges. Ils sont pris dans l'Argonne. Entre l'Aire et l'Aisne, le sol de l'Argonne est constitué par le *grès vert*, grès argileux de composition variable. Les bancs de grès sont surtout épais et ont une influence prédominante sur le relief dans la partie Sud, entre Sainte-Menehould, les Islettes, Clermont et Beaulieu. Alors on retrouve la topographie signalée dans les Vosges gréseuses, à tel point que les exemples donnés pour l'Argonne et pour certains points des Vosges semblent appartenir à la même région.

Lorsque le plateau est formé par une dalle de grès supportée par des sables, en stratification horizontale ou à peu près, la distinction entre la topographie du grès et celle du calcaire peut être fort difficile à établir, si le grès est très fissuré et perméable. Si le grès est imperméable, on peut y rencontrer des mares, des étangs, qui permettent d'affirmer qu'il ne s'agit pas d'un calcaire. Nous verrons plus loin un cas particulier très intéressant de surface constituée par des bancs de grès et de calcaire découpés suivant un système de diaclases, celui du grès de Fontainebleau.

Plateaux calcaires. — Lorsque les roches sont perméables, comme les calcaires, le ruissellement qui a dessiné à une époque antérieure les lignes de l'hydrographie à la surface ne s'y produit plus aujourd'hui et la dégradation de cette surface se poursuit d'autant moins. Il peut même arriver que les pluies les plus violentes n'y déterminent pas un écoulement suffisant pour que les dépressions toujours creusées par l'ameublissement sur place (1) se rejoignent entre elles et constituent des thalwegs. Cette surface présente alors une série de bassins fermés qui restent isolés les uns des autres ; les cuvettes remplies par les pluies d'orage se vident immédiatement; l'eau y est absorbée, parfois par la masse poreuse mais surtout par les fissures, et il arrive, les phénomènes de décalcification aidant, que les cuvettes se creusent de plus en plus en entonnoir dans le sens vertical. Ces entonnoirs sont souvent d'une régularité étonnante de forme.

« Lors même que la surface serait un plateau, il y a toujours des points

(1) Voir page 75 les observations du capitaine Berthon.

Échelle du 20 000e

Échelle du 20.000e

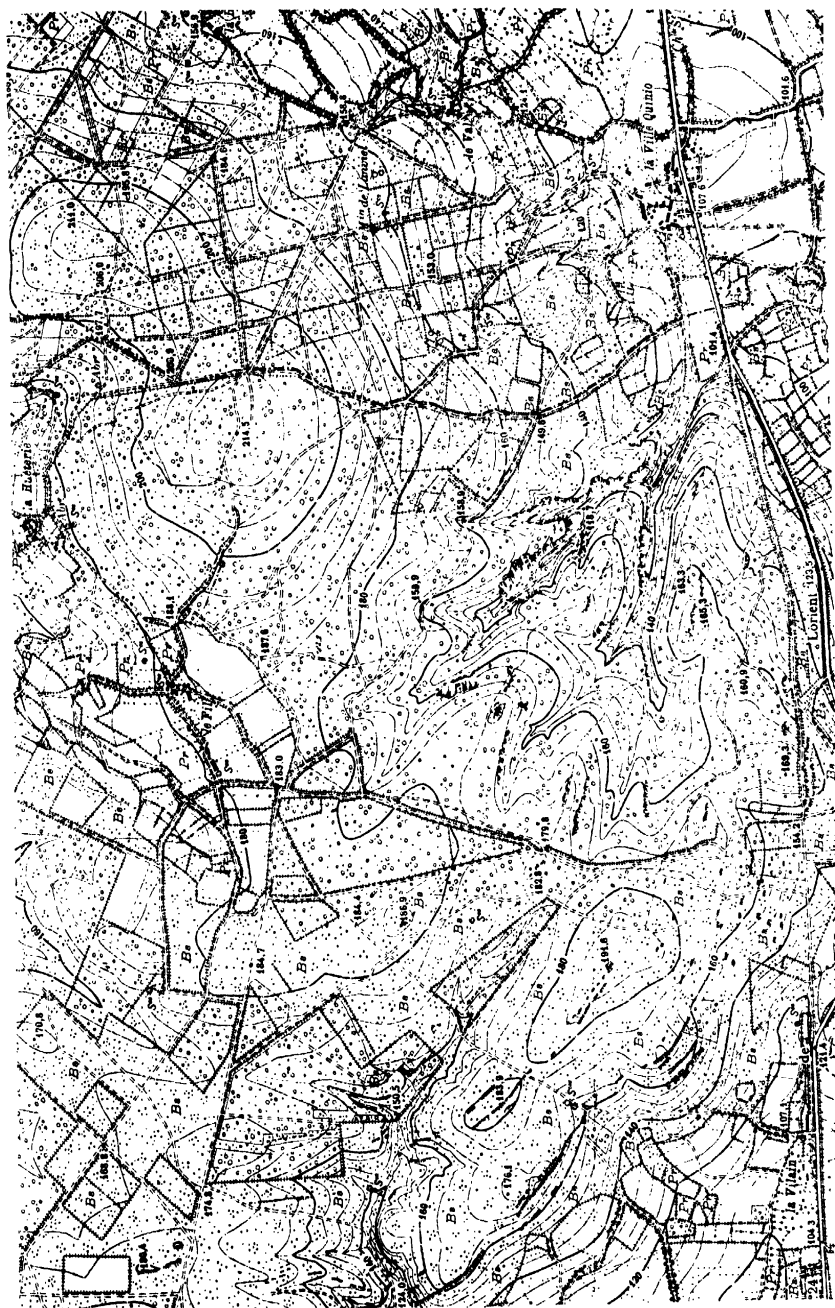
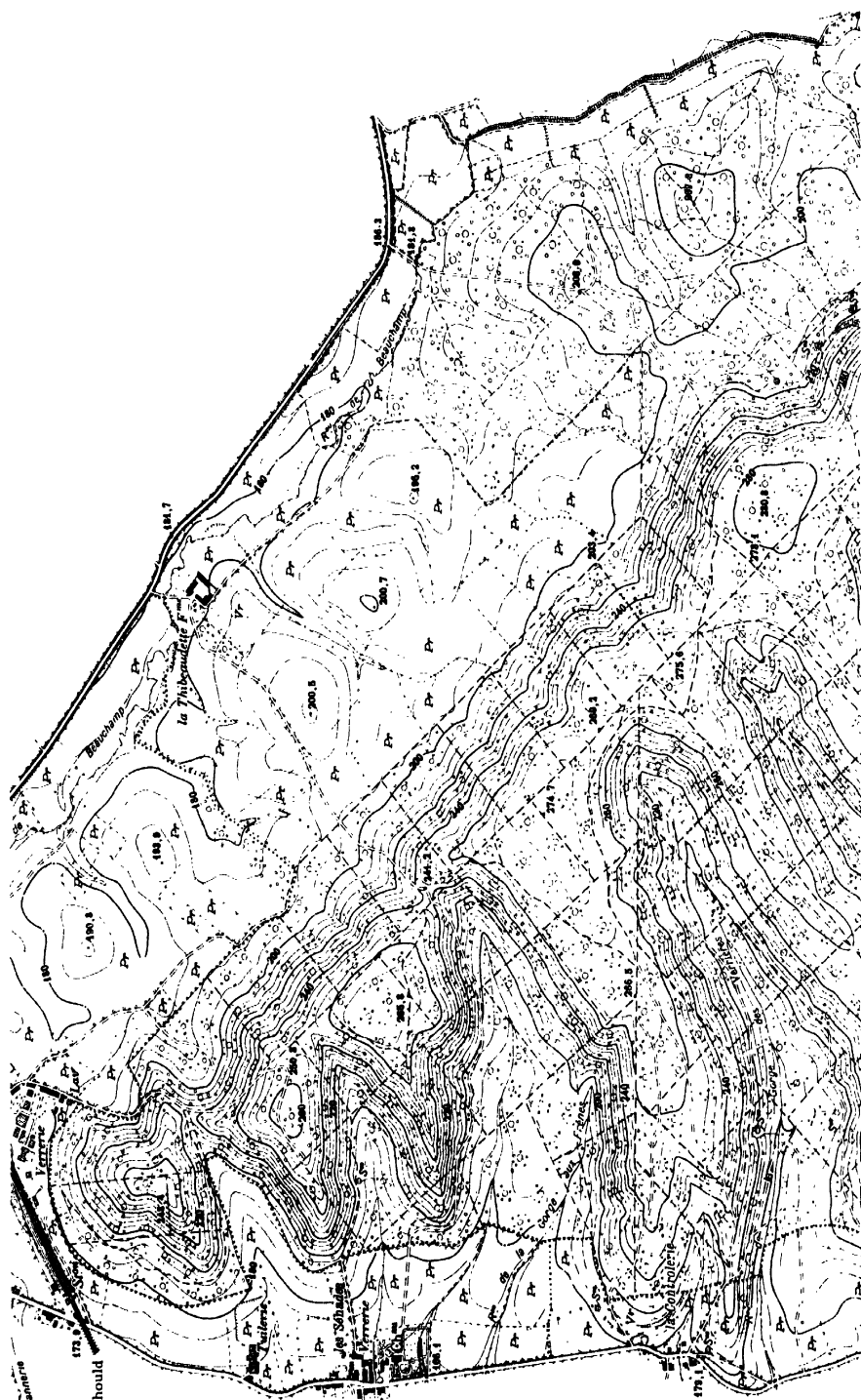
Échelle du 20.000e

MASSIF ARMORICAIN

LANDE DE COËTQUIDAN

Échelle du 20 000e

3ASS

É

SSIN ARIS N
FORÊT D'ARGONNE
Gorge de la Gorge
Gorge le Diable
Bellefontaine
Brizeaux
Triaucourt
É 20.0

où s'engouffrent de préférence les eaux des fortes averses, en élargissant le débouché d'une fissure naturelle. Ensuite, l'action mécanique ou *érosion* des eaux intérieures, jointe à la dissolution chimique ou *corrosion* des parois, ne peut manquer de déranger à la longue l'équilibre du terrain en y provoquant des effondrements. Ces derniers finissent toujours par atteindre l'extérieur et ainsi l'on peut dire que l'effet normal de la circulation souterraine est d'imprimer à la surface une topographie spéciale, caractérisée par *l'indépendance du modelé*. Au lieu d'offrir des pentes continues, cette surface est fréquemment accidentée par des cavités en forme *d'entonnoirs*, qui servent d'origine à un réseau de *galeries*, dont les plus larges deviennent des *grottes*. »

« Les dépressions de la surface affectent des formes très diverses. Les unes sont de larges cavités en forme d'entonnoirs débouchant à ciel ouvert; d'autres sont des gouffres étroits et profonds; ou bien des pertes impénétrables, se faisant par de minces fissures; des pertes de rivières dont on peut entreprendre l'exploration souterraine; de simples marécages ou des lacs; enfin des vallées fermées... Les grandes cheminées qui atteignent jusqu'à 200 mètres et plus de hauteur, avec une largeur insignifiante et une forme coudée, sont des puits que les eaux sauvages ont creusés en profitant des fissures naturelles du terrain (1). »

La relation entre les rivières souterraines et les fissures, et entre ces dernières et les entonnoirs qui s'ouvrent à la surface a été maintes fois constatée. La dissolution du calcaire par l'acide carbonique de l'eau, qui joue un rôle très important dans le creusement des galeries souterraines, agit aussi à la surface; les poches qui s'y manifestent se remplissent d'une terre rouge argileuse qui est le produit de la décalcification. On l'obtient facilement en traitant un calcaire, même un calcaire blanc, par un acide. L'union intime de ce limon avec les dépressions superficielles, partout où on les rencontre, ne laisse donc pas de doute sur l'influence de l'acide carbonique dans la détermination de ces dépressions. Sur certains calcaires, l'effet produit est un ravinement en rigoles ou ornières sinueuses, qui découpent la surface jusqu'à une certaine profondeur par un réseau de rainures et la transforment en *lapiaz*. Les lapiaz ne sont d'ailleurs pas exclusivement caractéristiques des calcaires; on peut en trouver sur d'autres roches à résistance inégale, telles que les grès ou parfois les granites (2).

Ainsi, lorsqu'un plateau est formé par une puissante masse calcaire,

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

(2) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

il peut exister, indépendamment du réseau hydrographique superficiel, commandé par les conditions de la surface, une circulation intérieure, qui, n'ayant avec les inflexions de la surface aucune relation, peut aboutir à des débouchés sur les flancs donnant lieu à des effondrements et à des érosions régressives dans des directions ne correspondant pas à celles du réseau superficiel. Cependant, le trajet des eaux souterraines se révèle parfois à la surface par l'alignement des excavations en entonnoirs (1).

Ces dispositions se rencontrent rarement quand le terrain est constitué par des alternances de couches de nature différente se terminant par une assise calcaire d'épaisseur médiocre ; cette assise imprime simplement son cachet à la surface. Le drainage en profondeur, la réunion en rivières souterraines des eaux qui circulent dans les fissures, ne peuvent, cela se conçoit aisément, se réaliser que dans des masses calcaires très épaisses.

Jura tabulaire. — Les exemples que nous avons donnés des plissements du Jura (**Nos 29** à **47**) ont fait voir, à l'occasion, l'aspect de la surface calcaire, souvent criblée de trous, de cuvettes et de petits bassins fermés qui existent même sur les flancs des anticlinaux dans la partie plissée. Le Jura tabulaire ne se sépare pas nettement, nous l'avons dit, du Jura plissé ; les ondulations y sont seulement plus espacées et moins marquées ; mais les bassins fermés, qui sont un des traits plutôt caractéristiques des parties tabulaires, y deviennent extrêmement nombreux. Ceux du département du Doubs ont été décrits dès 1830 par l'ingénieur en chef des ponts et chaussées Parandier, et la carte à l'échelle du 500.000e jointe aux études hydrologiques de l'ingénieur en chef Lamairesse, en 1874, donne le tracé de ces bassins, qui forment un réseau serré. D'après l'évaluation faite, l'étendue en est de 2.545 kilomètres carrés ; pour les départements du Doubs et du Jura, elle atteint le quart de la surface. Les eaux absorbées par ces bassins fermés, leurs entonnoirs et leurs fissures, reparaissent non seulement dans les rivières, mais à la surface même du plateau, à des étages inférieurs à leurs points d'absorption. La masse calcaire est percée, dans tous les sens, de conduits qui se prêtent à tous les phénomènes hydrostatiques. Mais, si le Jura offre de ce régime spécial des eaux un type très complet, il n'est pas à cet égard une exception, et les mêmes effets se retrouvent dans toutes les régions semblables, dans le Karst autrichien, par exemple.

Dans le flanc du Jura tabulaire, la Loue, rivière souterraine, débute à ciel ouvert par

(1) Voir la *Revue de Géographie* (1906-1907) E. De Martonne, *Recherches sur l'évolution morphologique des Alpes de Transylvanie.*

une source vauclusienne abondante, au pied d'un escarpement qui se creuse brusquement à pic, et la vallée inférieure n'est représentée par aucun prolongement sur le plateau. Le cas du Lison est différent. Il sort dans les mêmes conditions que la Loue, à la base des masses calcaires, mais après avoir eu un cours antérieur à la surface et avoir disparu dans l'épaisseur en laissant à sec un lit raviné qui raccorde ses deux parties. Le **N° 147** montre le commencement de la vallée inférieure du Lison, en deux étages terminés en amont par des cirques découpés à pic. Les fonds de la vallée ainsi que des ravins voisins sont occupés par les marnes du Lias ; la source proprement dite se trouve au pied des calcaires oolithiques.

Ici les failles jouent un rôle prépondérant; la surface du plateau est composée de bandes parallèles, dirigées S.-O—N.-E., de diverses formations calcaires, marqueterie de compartiments juxtaposés. Les lignes de la topographie reflètent cette structure, par leur disposition à s'orienter du S.-O. au N.-E. C'est par suite de ces failles que le ruisseau de la Reculée, cours supérieur du Lison jusqu'au puits Billard, sort également à la base d'un premier cirque, qui est entaillé dans le même calcaire oolithique que le cirque inférieur, ce calcaire se trouvant amené à un niveau plus élevé, en escalier, par une faille S.-O.—N.-E., qui passe par Migette. Les directions parallèles des découpures du plateau (bois Montrichard, les Robrets, etc...) sont aussi dues aux failles.

Sur le **N° 148** on voit un bel exemple de bord de plateau calcaire. Il s'agit de l'étage des calcaires et marnes sèches jurassiques, en couches horizontales ; formation perméable où se remarquent des séries de cuvettes fermées. Les escarpements sont d'un profil régulier; au-dessous viennent les pentes concaves marneuses du Lias et même de l'Infra-Lias, sur lesquelles coulent de nombreux ruisseaux. Ces pentes appartiennent à la vallée de la Furieuse, creusée par érosion régressive du Nord au Sud. On voit le dessin du vallon du petit affluent de droite qui passe à Boisset se prolonger avec des formes douces, à peine marquées, sur le plateau, jusqu'à Thésy, où existe un col.

Le **N° 149** donne un très remarquable exemple de cirque d'érosion, celui de la source de la Cuisance, près d'Arbois. La rivière sort au pied de la paroi escarpée, taillée d'un seul jet dans toute l'épaisseur de la masse des calcaires. L'action régressive de sapement par la base de ces calcaires au-dessus du fond liasique est ici bien caractérisée, et montre bien l'indépendance du tracé du cours d'eau souterrain par rapport aux ondulations qui accidentent la surface. Les escarpements coupent d'une façon tout à fait arbitraire les mouvements topographiques de la forêt d'Arbois, creusés de cuvettes et de trous circulaires en grande quantité.

Sur le **N° 150** on voit un très beau spécimen de coupure du plateau par la vallée du Lison. Toute l'épaisseur, jusqu'au fond, qui est entièrement occupé par la rivière, est dans la grande oolithe et l'oolithe inférieure, avec des bancs marneux dans le bas des versants. Plus haut, dans la partie Sud de l'exemple, les étages coralliens superposés forment un bombement anticlinal qui est coupé en cluse. Ici, le cas paraît moins simple que dans l'exemple précédent. Tout d'abord, on remarquera que le Lison décrit des *méandres encaissés* dont l'explication ne paraît guère facile par l'érosion régressive d'une rivière souterraine sapant les calcaires. Nous avons vu par le **N° 147** que le Lison avait un cours antérieur sur le plateau. Si on examine les mouvements de la surface aux abords de la vallée encaissée, on voit aussi que cette vallée n'est pas en contradiction avec ces mouvements. Le ravin qui échancre le versant gauche, à Saraz, se continue, adouci, vers le Sud-Ouest ; la hauteur du bois des Brosses est bien d'accord

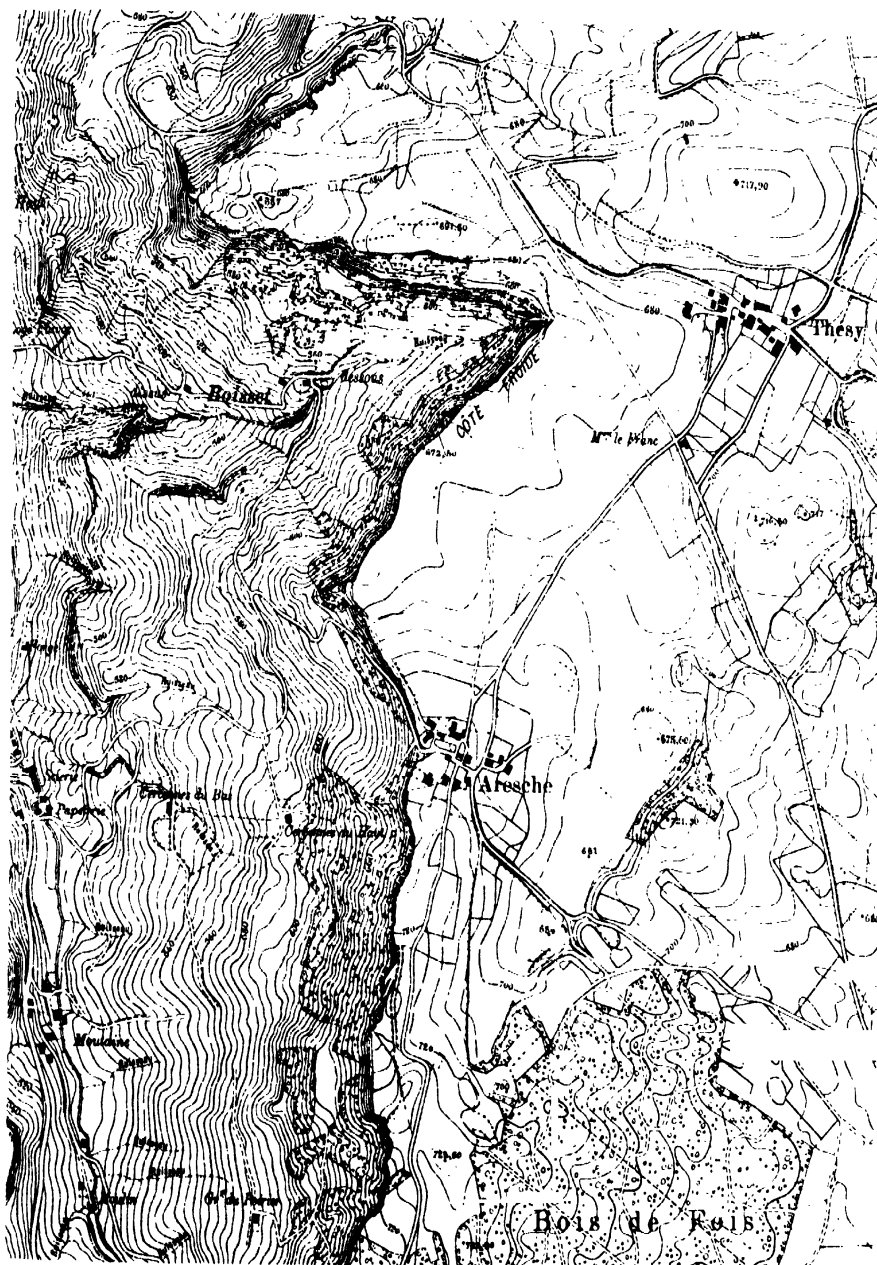
avec le vallon du ruisseau d'Eternoz, etc... Il paraît donc probable que l'érosion régressive du Lison a été dirigée par le cours d'eau installé d'abord à la surface, et non par une rivière souterraine.

Les deux exemples suivants sont relatifs aux dépressions de la surface calcaire. Le premier, **No 151**, donne un morceau de la forêt de Chailluz, en calcaire oolithique percé d'une multitude de trous. Le second, **No 152**, offre un intérêt plus spécial:

Entre Abergement et Lemuy, la surface appartient à des calcaires oolithiques très perméables; le sol est très sec et parsemé de cuvettes fermées. Au milieu de l'espace qui sépare les deux villages, courent deux failles parallèles, dirigées S.-S.-O.—N.-N.-E., dont les traces, très visibles, sont marquées par deux lignes de petits escarpements, écartées de 400 à 500 mètres. L'intervalle entre les deux failles est occupé par un calcaire marneux, qu'on retrouve à l'Est de Lemuy, où il modifie l'aspect du plateau; de nombreux ruisseaux s'y établissent et la surface presque dépourvue de pente et devenue imperméable par ce revêtement se couvre d'alluvions et de marécages. Les monticules, à l'Est, sont dus au calcaire oolithique, qui impose ses formes. Sur ces monticules, dès qu'ils se dégagent de la couche marneuse, le sol redevient sec et absorbant. Toutes ces particularités ressortent très nettement de la topographie. Les deux failles parallèles se prolongent au Sud, en se rejoignant parfois, sur plus de 16 kilomètres, et plus loin encore, sur 20 kilomètres, à l'état de faille unique, jusqu'au parallèle de Lons-le-Saunier. Leur passage est très reconnaissable même sur la carte au 80.000e.

Le **No 153** donne une partie du bord, sur la vallée d'érosion de la Loue, du plateau calcaire corallien, qui est à peu près en stratification horizontale. Les escarpements qui le bordent d'une manière continue dessinent une courbe de niveau, mais avec des cassures anguleuses suivant les fissures du calcaire. Les pentes marneuses qui viennent au-dessous sont concaves; le fond de la vallée est en alluvions recouvrant la grande oolithe. La perméabilité de la surface du plateau ressort de sa sécheresse. On y voit, comme toujours, les trous et les cuvettes.

Enfin, pour terminer cette série du Jura tabulaire, voici **No 154** un dernier exemple de cours d'eau né sur le plateau, qui offre quelques particularités intéressantes. Ce petit affluent du Doubs commence près du village de Trévillers dans des marnes oxfordiennes marécageuses, qui, à cet endroit, recouvrent localement les calcaires coralliens et crayeux, dont elles rendent la surface imperméable. Le thalweg traverse les prairies humides, où le ruisseau forme même quelques étangs. Mais bientôt, les marnes cessent, et avec elles l'imperméabilité du sol; le ruisseau disparaît absorbé par les calcaires mis à nu. Son thalweg reste néanmoins marqué, creusé à une époque antérieure de ruissellement intense. Il entame fortement une première déclivité rapide que le plateau présente vers le Nord; les deux flancs de son ravin se découpent à pic. Puis il débouche dans un vallon transversal, fond de pli synclinal où il retrouve les marnes imperméables. Ce pli, qui est perpendiculaire à sa précédente direction, le conduit, en contournant l'extrémité de l'anticlinal suivant (dalle nacrée et calcaire oolithique) (1), à reprendre par un coude en baïonnette sa direction vers le Nord. Il descend alors rapidement les 250 mètres de différence de niveau qui le séparent du Doubs. Dans cette dernière partie de son cours, il entaille profondément les calcaires,

(1) *Notices explicatives de la Carte géologique détaillée.*

N° 147

le Gyps
Bief de Vaux
le Lison
Bois Bernard
les Robrets
Migette
le Crouzet
St Anne

20

JURA TABULAIRE

Échelle du 20.000ᵉ

JURA TABULAIRE

Échelle du 20.000ᵉ

JURA TABULAIRE

Échelle du 20.000e

JURA TABULAIRE

Échelle du 20.000e

RA ABULAIR

Échelle du 20 000e

N° 152

Malbrans
Maisières
la Loue Riv.

Échelle du 20 000ᵉ

Échelle du 200.000e

formant, à chaque banc résistant, une série de ressauts en escaliers. Le ravin se rétrécit dans les roches les plus dures et s'ouvre davantage, en petits cirques, dans les roches moins solides.

Ces divers exemples font bien ressortir les différences topographiques entre les deux espèces de cours d'eau qui se rencontrent dans les masses calcaires tabulaires : 1° Les cours d'eau ayant leur origine sur le plateau et dont les lits se sont enfoncés, par érosion régressive, dans l'épaisseur de la masse calcaire ; 2° les cours d'eau provenant de l'infiltration, puis de la circulation souterraine et débouchant au pied d'escarpements par des sources vauclusiennes, qu'ils peuvent encore faire reculer par érosion régressive. Mais, qu'il y ait ou non continuation des lignes hydrographiques inférieures en amont des cirques d'érosion, sur le plateau, tant pour le cours d'eau principal que pour ses affluents, ce qui distingue les plateaux calcaires, c'est toujours la grande rareté de ces lignes d'eau, la fréquence des vallons secs, des ravinements et des thalwegs dessinés par les eaux courantes à une époque antérieure au régime actuel. Ces thalwegs de la surface calcaire sont toujours à versants convexes, bien que souvent fort peu marqués ; ils se terminent en amont en fond de bateau, et leur tête est d'autant plus arrondie que la pente est moins forte. Toutes les fois qu'il en est autrement, il s'agit d'une exception locale dont il peut être intéressant de découvrir la raison.

Mais toutes les surfaces calcaires, abstraction faite de l'attaque régressive des couches sur leur tranche, ne se comportent pas d'une façon absolument identique à l'égard de l'érosion. D'un calcaire à un autre, le profil peut être plus ou moins accentué, plus ou moins ferme. Il en est en cela des surfaces peu inclinées comme des versants proprement dits (versants debout), à un degré moindre, bien entendu. M. L. Gallois a signalé les différences rencontrées entre autres dans la région de Clamecy, en ce qui concerne les aspects variés de la vallée de l'Yonne, suivant l'espèce des calcaires qu'elle traverse (1).

Région des Causses. — Enfin, il reste encore un cas à considérer ; c'est celui où les cours d'eau ne prennent naissance ni sur le plateau calcaire, ni dans les cavités souterraines creusées par les infiltrations. Ce cas paraît être celui des rivières de la région des Causses.

Dans les Causses, les vallées au fond desquelles coulent les rivières sont à pic sur toute l'épaisseur de la masse calcaire perméable ; elles y forment

(1) L. Gallois. — *Excursion géographique autour de Paris et dans le Morvan. Annales de Géographie*, 1907, n° 90.

un niveau de base unique, lequel draîne toutes les eaux qui pénètrent dans la masse ; ces eaux ne reparaissent pas, comme parfois dans le Jura, à des étages intermédiaires. Le Tarn et ses affluents, la Jonte et la Dourbie, qui découpent en grands fragments le plateau des Causses, ont leurs bassins supérieurs situés en amont de la masse calcaire, dans des terrains imperméables, et c'est à cette raison que MM. de La Noë et de Margerie attribuent le creusement des vallées en gorges étroites et profondes, jusqu'à la base :

« Les vallées qui découpent la région des Causses n'existeraient pas si le bassin dont les cours d'eau correspondants font partie s'arrêtait à la limite des calcaires perméables formant la surface du pays ; les eaux de pluie s'infiltreraient dans le sol au lieu de former des cours d'eau assez volumineux pour creuser d'aussi profondes dépressions. Au contraire, le bassin dépassant notablement du côté de l'amont la limite des Causses, les cours d'eau formés sur des terrains non perméables, à une époque d'ailleurs où la surface générale du sol présentait encore une pente continue, ont abordé la région perméable avec un volume assez grand pour se maintenir à l'état permanent malgré les effets de l'infiltration et par conséquent approfondir leur lit. Au fur et à mesure que ces cours d'eau s'approfondissaient, les roches de l'amont étaient découpées et entraînées par le ruissellement, tandis que les calcaires qui couronnent les Causses, grâce à leur perméabilité, échappaient à cette dégradation. Ainsi s'explique naturellement l'aspect de la région des environs de Florac, où le Tarn et ses affluents semblent pénétrer comme à travers un mur dans l'épaisseur du plateau (1). »

Le **N° 155**, extrait de la feuille de Rodez au 200.000e, fait bien saisir la différence entre les bassins supérieurs des cours d'eau, dans les terres imperméables où ils sont très ramifiés, et la partie en aval, dans la traversée de la masse calcaire, où ils ne reçoivent pour ainsi dire pas d'affluents. Quant au mode même du creusement de ces vallées en U, qui ne sont pas autre chose, en somme, que les anciens lits conservés par la solidité des berges, il est bien probable qu'il y a combinaison de l'aide des fissures, des effondrements de voûtes et de parties en surplomb, ainsi que de l'action chimique de l'eau avec son travail mécanique. La saillie actuelle des Causses ne paraît pas être due à un mouvement de relèvement, à un mouvement *négatif* ; elle doit plutôt résulter de l'enlèvement des argiles et marnes des bassins supérieurs, transportées par les cours d'eau, qui primitivement coulaient à la surface du calcaire et s'y sont encaissés peu à peu.

---

(1) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain.*

Plateaux argileux. — Les caractères les plus différents de ceux des plateaux calcaires sont ceux des plateaux argileux : C'est la mollesse, on peut même dire la nullité des formes, au lieu de la fermeté ; la concavité au lieu de la convexité ; l'abondance des ruisseaux, au lieu de leur rareté ; l'humidité partout, au lieu de la sécheresse absolue, et par conséquent le développement des étangs, des marécages et des prairies naturelles. Ce qui a été dit des versants argileux, sous le rapport des formes et de la tendance à *se répandre* en couches horizontales boueuses, s'applique à plus forte raison aux grandes surfaces argileuses (1).

Dans l'argile, en raison de l'imperméabilité de la masse, il n'y a jamais de sources. Si la surface forme des cuvettes sans écoulement, les eaux y demeurent stagnantes et malsaines ; si la surface est assez inclinée pour que l'écoulement y prenne un sens général, l'eau n'existe dans les thalwegs que quand il pleut. Mais alors le nombre des ruisseaux est très grand, et comme l'eau qui ruisselle à la surface, sans y pénétrer autrement que par le jeu des fissures superficielles, entraîne toujours des particules d'argile, cette eau est toujours limoneuse.

Cette *absence de formes topographiques* nous dispensera de donner, pour les plateaux argileux, des exemples de détail qui manqueraient d'intérêt. Il suffira d'en montrer le réseau hydrographique, à échelle réduite.

Sologne. — La Sologne fournit un exemple typique de plateau argileux. Le terrain y est composé d'assises alternantes de sables argileux, quelquefois siliceux, et d'argile. Cette formation, qui appartient à la période miocène, atteint une puissance de vingt à cinquante mètres, et recouvre des calcaires. Le pays, compris dans l'angle formé par le Cher et la Loire, entre Blois et Romorantin, est un vaste plateau très faiblement ondulé, d'une altitude moyenne de 100 à 120 mètres. La Sauldre, affluent du Cher, le Beuvron et le Cosson, affluents de la Loire, divisent la Sologne en quatre zones correspondant à des différences dans la composition du sol, suivant qu'une couche importante de sable siliceux ou une couche d'argile pure occupe la surface. Partout, d'ailleurs, les couches argilo-sableuses qui rendent le sol imperméable présentent un ensemble trop épais pour que les calcaires du sous-sol aient une influence marquée sur la topographie de la région. Ce sol est marécageux et en grande partie couvert d'étangs, ainsi que le montre le **N° 156,** où l'on voit une partie du cours du Cosson, en A B ; du Beuvron, en C D ; de la Sauldre, en E F. La portion la plus

(1) Voir pages 379 à 385.

imperméable et la plus naturellement stérile est comprise entre la Sauldre et le Beuvron, au Nord de Romorantin. Cette contrée était improductive et malsaine avant les travaux entrepris en 1859 pour canaliser la Sauldre et le Beuvron, faciliter l'écoulement des eaux et les transports de la marne destinée à amender la terre et à favoriser la transformation graduelle de la végétation. L'aspect de la Sologne et les conditions de l'existence s'y sont, en conséquence, beaucoup améliorés d'année en année. Toutefois, les progrès ont été lents, car il a fallu, en beaucoup d'endroits, que les bois de conifères aient acquis toute leur croissance pour transformer le sol et assainir le pays. D'après Elisée Reclus, les fortes gelées des hivers de 1879 et 1880 ont beaucoup retardé la marche des améliorations par les ravages qu'elles ont faits dans les forêts.

Dombes. — On retrouve dans la Dombes, partie méridionale de la plaine de la Bresse, entièrement composée d'alluvions quaternaires, les mêmes caractères que dans la Sologne. Elle est limitée au Nord par le cours de la Veyle (A B, **N° 157**) entre Mâcon et Bourg ; à l'Ouest par la Saône C, D, E ; au Sud par le Rhône ; à l'Est par l'Ain. C'est un plateau argileux qui s'incline vers le Nord et le Nord-Ouest. Les eaux y coulent en sens inverse de celles de la Saône, dans laquelle elles viennent se jeter à Mâcon par la Veyle et entre Mâcon et Lyon par divers petits affluents.

Le raccordement de la surface inclinée avec la vallée d'alluvions modernes de la Saône se fait par des pentes douces, tandis que du côté du Rhône et de l'Ain, le bord le plus élevé domine les vallées de ces deux cours d'eau de plus de 100 mètres.

Un coup d'œil sur une carte d'ensemble suffit pour reconnaître que les chapelets d'étangs dont la Dombes est couverte, terminés en aval par un bord en ligne droite, qui prouve que pour beaucoup les eaux sont retenues par des levées de terre, obéissent à une sorte d'orientement, ainsi que les lignes hydrographiques de la région. Ces lignes divergent à partir d'un centre commun, situé sur le bord le plus élevé, vers Meximieux. Leur disposition indique que le plateau n'est pas plan, mais légèrement conique, un peu comme celui de Lannemezan. Depuis longtemps, on s'accorde à y voir un cône de déjection interglaciaire du Rhône à sa sortie du Jura, coupé ensuite et façonné à sa partie supérieure par le fleuve actuel et par l'Ain. M. Gallois a repris et développé cette question, il y a quelques années (1). D'après son étude, le grand cône de déjection du Rhône a d'abord été torrentiel ; puis il

(1) L. Gallois. — *La Dombes. Annales de Géographie*, 1892, n° 2

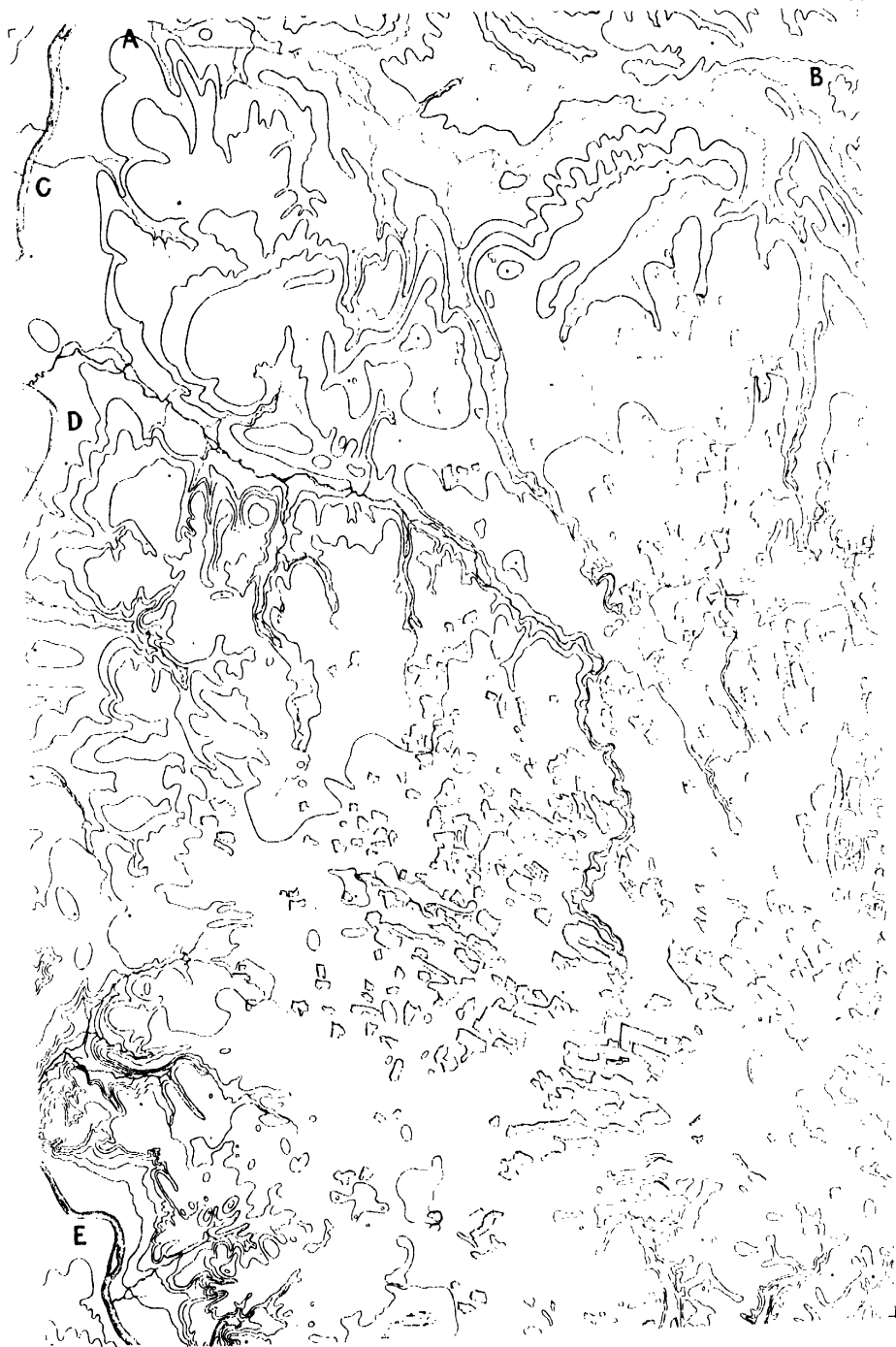
BASSIN PARISIEN

N° 156

Échelle du 200.000e

DOMBES

N° 157

Échelle du 200.000^e

s'est recouvert de glaces. Puis le glacier s'est retiré en laissant une boue glaciaire avec cailloux striés, des blocs erratiques, des moraines en longs alignements de collines. L'érosion par les cours d'eau a ensuite, par places, démantelé les moraines et creusé des sillons dans l'épaisseur des dépôts. Le déblaiement effectué par le Rhône a été intense et il en est résulté une coupure, sur la rive droite en amont de Lyon, où se remarquent deux étages qui correspondent à deux niveaux différents du lit du fleuve. Le déblaiement par l'Ain aux abords de son confluent avec le Rhône a continué la falaise sur la rive droite de cette rivière, en remontant vers l'amont.

La Bresse proprement dite n'a pas été recouverte par la boue glaciaire, d'où la différence d'aspect et de régime hydrographique entre la Dombes et la région située plus au Nord.

La boue glaciaire est ici un limon blanc jaunâtre, très argileux et presque totalement imperméable. L'argile a effacé les ondulations du sol ; elles n'apparaissent qu'en quelques points de la surface générale et dans les sillons creusés par les rivières.

La pente, bien que faible, de ce cône de déjection, est cependant suffisante pour entraîner les eaux d'une partie des étangs, si elles n'étaient retenues par des barrages. Selon Elisée Reclus, beaucoup de ces étangs sont de création moderne et la région où ils sont le plus nombreux aurait été couverte de cultures au XIVe siècle. Les eaux se sont amassées dans les fonds et les ruisseaux se sont obstrués ensuite, parce qu'une grande partie de la population avait disparu aux époques de troubles. Depuis, les habitants, au lieu de reprendre la lutte contre les eaux stagnantes et de revenir à l'ancien système de culture, préférèrent exploiter la pêcherie des étangs, périodiquement vidés et cultivés à tour de rôle. Ce système défectueux disparaît d'ailleurs aujourd'hui et les conditions de salubrité du pays s'améliorent beaucoup.

De même que pour les formes des versants dans les profils en travers des vallées, les calcaires durs et perméables d'une part, les argiles molles et imperméables d'autre part, constituent pour les allures des surfaces et leurs caractères hydrologiques les deux types extrêmes entre lesquels viennent se placer les terrains d'un faciès topographique moins absolu; en particulier les grès, pour les raisons déjà développées, et les marnes, qui suivant les proportions des éléments qui les composent se rapprochent plutôt soit des calcaires soit des argiles.

Les roches d'épanchement constituent souvent aussi de vastes surfaces,

de véritables plateaux; nous étudierons leurs caractères dans la dernière partie de ce travail (1).

Il nous reste maintenant, afin de compléter ce qui a trait aux régions moyennes, à examiner et discuter l'application des conditions de la topographie dans quelques-unes de ces régions, comme nous l'avons fait pour les régions montagneuses.

LORRAINE

Le commandant Barré définit la Lorraine « tout le pays qui est drainé par la Moselle jusqu'à Trèves ». Il s'agit donc des vallées de la Moselle et de ses affluents. Nous avons déjà étudié les caractères topographiques des bassins supérieurs de ces rivières dans les Vosges, dans la partie cristalline et dans la bande de grès rouge et de grès vosgien qui s'appuie sur la masse granitique avec un plongement vers le Nord-Ouest, d'accord comme mouvement général avec la pente de la surface. L'inclinaison de cette surface est moindre que celle des strates, et par conséquent l'assimilation à un flanc d'anticlinal de ce type lui est applicable.

Nous avons dit que le grès bigarré, succédant au grès vosgien, et comme ce dernier de composition et de résistance variables, ne s'en sépare pas topographiquement. Le grès bigarré n'occupe la surface que sur une bande d'une largeur inégale, de 3 à 4 kilomètres seulement en moyenne, et disparaît à son tour sous un ensemble d'autres couches triasiques très diverses, qui porte le nom de Muschelkalk. Cet ensemble possède une épaisseur de 80 à 100 mètres. On y trouve des marnes, des bancs siliceux, des parties dolomitiques, interrompus par une puissante formation argileuse, qui renferme, avec des bancs de gypse et d'anhydrite, des amas lenticulaires de sel gemme (2).

De cette grande variété de composition, jointe à la prédominance des formations argileuses et marneuses, résulte une topographie sans expression propre.

(1) Voir Appareils volcaniques.

(2) *Carte géologique détaillée.* Feuille de Nancy. Notice explicative.

Le Muschelkalk n'occupe la surface que sur une bande un peu plus large que celle du grès bigarré et très irrégulière ; au-dessus, complétant le Trias, vient une autre série, celle du Keuper, également formé en très grande majorité de marnes et d'argiles avec des grès, des dolomies et du gypse. Sa largeur est beaucoup plus grande ; elle atteint et dépasse 15 kilomètres, jusqu'au pied des assises liasiques, lesquelles débutent par un soubassement de grès et d'argile, supportant les couches du Lias, avec leurs calcaires aux formes plus fermes.

« De Sarreguemines à Lunéville, dit de Lapparent, on voit affleurer successivement, en couches très doucement inclinées vers l'Ouest, les assises du Muschelkalk et celles des marnes irisées. L'ensemble est en grande majorité argileux et marneux ; aucun obstacle n'a entravé l'œuvre d'un réseau hydrographique très simple, entièrement déterminé par la pente uniforme de la contrée. Toute la surface s'est abaissée à mesure que se creusaient les lits des cours d'eau, et cette absence de relief contraste d'une façon remarquable, soit avec le rempart que forment à l'Ouest les calcaires oolithiques, soit avec les éminences que le grès bigarré dessine à l'Est sur le flanc des Vosges (1). »

« La moitié orientale de la Lorraine est donc triasique, dit le commandant Barré, tandis que la moitié occidentale est jurassique.

» A cette division en Lorraine triasique et Lorraine jurassique correspond un changement très important des formes extérieures. Les étages moyen et supérieur du Trias, le Muschelkalk et le Keuper, ont généralement des consistances comparables, et ont donné, sous l'effet de l'érosion, des régions ondulées de formes molles. Les assises jurassiques, au contraire, présentent cette alternance marquée de couches dures et de couches tendres qui occasionne la formation de terrasses terminées par des corniches mettant en évidence les parties les plus dures. La Lorraine triasique est donc un pays ondulé, de topographie assez confuse, tandis que la Lorraine jurassique est un pays de terrasses (2). »

Enfin, il faut ajouter qu'une grande partie de la surface du Keuper disparaît sous un manteau d'alluvions anciennes provenant des Vosges. Ce sont ces alluvions peu fertiles qui déterminent entre les terrains jurassiques et les grès des Vosges la zone des forêts de Charmes, de Mondon, de Parroy, de Réchicourt, etc...

Bien que toute cette région triasique soit, comme le dit le commandant

---

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

(2) Barré. — *L'Architecture du sol de la France.*

Barré, d'une topographie confuse, on y retrouve cependant certaines directions dans la manière dont sont découpés les témoins subsistant des assises les plus solides du Muschelkalk, qui se distinguent des argiles par des formes plus fermes. Ainsi l'entrée de la Vezouse dans cette formation donne lieu à un *évasement* ou *entonnoir* d'assez vastes dimensions, dont la partie droite est occupée par la Vezouse, la partie gauche par un ruisseau, le Vacon, et au centre duquel, entre ces deux cours d'eau, reste un témoin. L'extrémité se trouve en aval de Blamont. A l'entrée de la Blette, cours d'eau beaucoup moins important que la Vezouse et affluent de cette dernière, correspond un évasement de dimensions beaucoup moindres. Puis on en trouve un autre, bien marqué, à l'entrée de la Verdurette. Celui qui devrait exister à l'entrée de la Meurthe est détruit, mais celui de la Mortagne est assez franchement dessiné.

Ces divers accidents n'ont pas la netteté frappante que nous constaterons ailleurs, dans les découpures des falaises de calcaires puissants. Ici, les plateaux ne sont nulle part conservés, les vallées sont trop voisines les unes des autres et les cours d'eau trop nombreux, par suite du peu de perméabilité de la majorité des terrains qui affleurent. Les témoins, ainsi que les intervalles entre les cours d'eau, sont arrondis et donnent des croupes et des coteaux de faible relief, très découpés de thalwegs dont certains, surtout vers les têtes des vallées, restent aujourd'hui à sec.

Quant aux assises du Keuper, elles ne se séparent topographiquement en aucune manière de celles du Muschelkalk ; en réalité, au point de vue des formes du terrain, cette distinction géologique n'existe pas. Les affleurements de quelques couches dures donnent parfois en quelques endroits des lignes fermes : Ainsi, le *versant debout,* c'est-à-dire l'ancienne berge gauche de la Meurthe, sur quelques kilomètres en amont de Lunéville, tandis que la berge droite, en face, est absolument effacée (**N° 158**).

Il faut mentionner, dans cette région un accident très particulier, exceptionnel, celui de la côte d'Essey, témoin dont la solidité et par suite la conservation sont dues à un épanchement éruptif de basalte qui le traverse jusqu'à la surface.

La roche éruptive est ici trop peu développée pour avoir sur l'aspect du relief une influence quelconque. Mais si rien dans les formes topographiques ne peut révéler son origine volcanique, l'attention n'en est pas moins attirée par cette butte isolée, dont la hauteur dépasse notablement celle de tous les sommets des environs à dix kilomètres de distance (**N° 159**). Il est bien évident, au simple examen, qu'il s'agit ici d'autres chose que d'un lambeau de couche gréseuse ou calcaire ayant échappé à l'érosion.

La physionomie du pays devient toute autre dès que les rivières abordent

Échelle du 20.000e

Échelle du 20.000ᵉ

LORRAINE

N° 160

Échelle du 200.000ᵉ

LORRAINE

N° 161

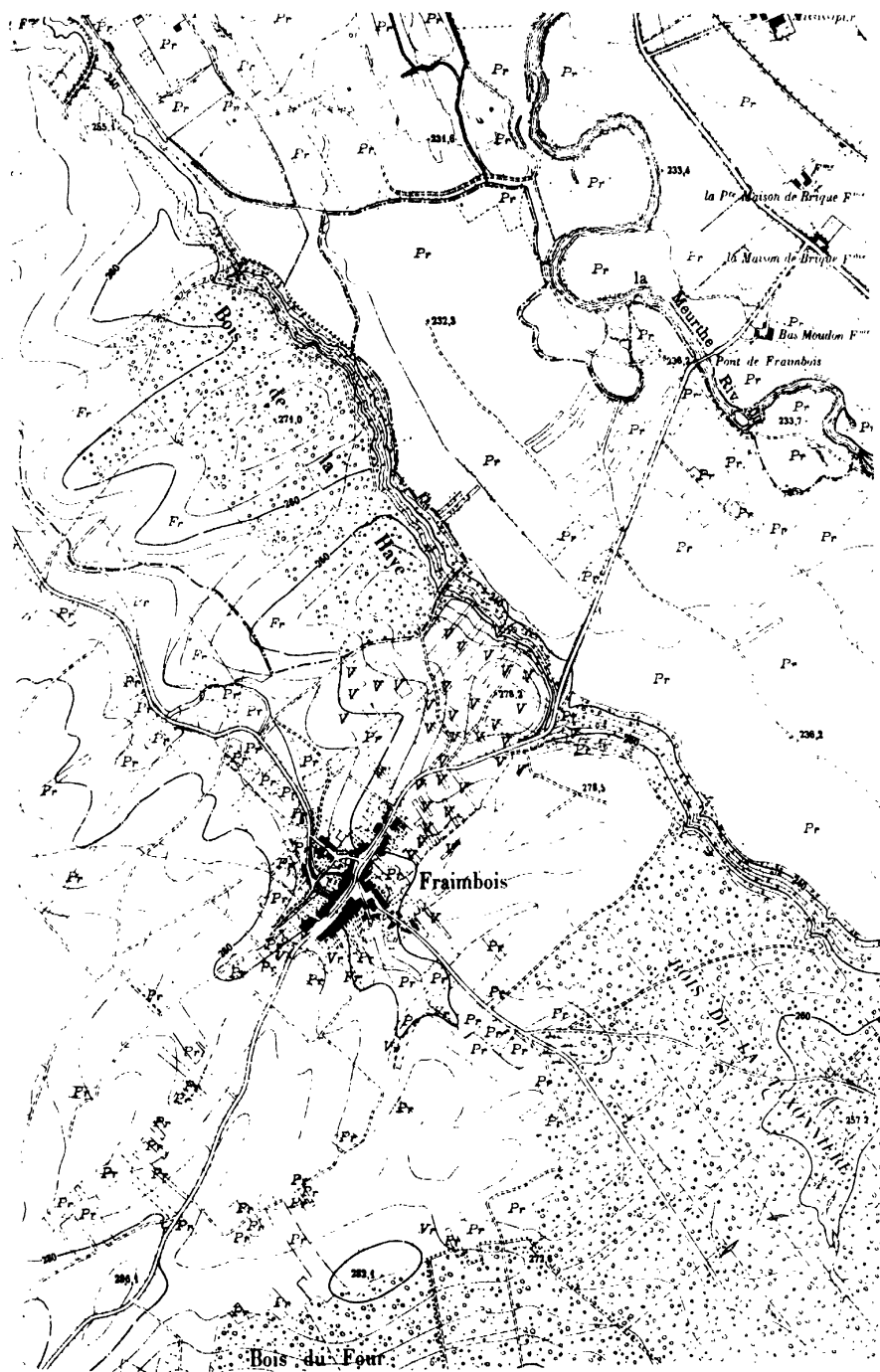
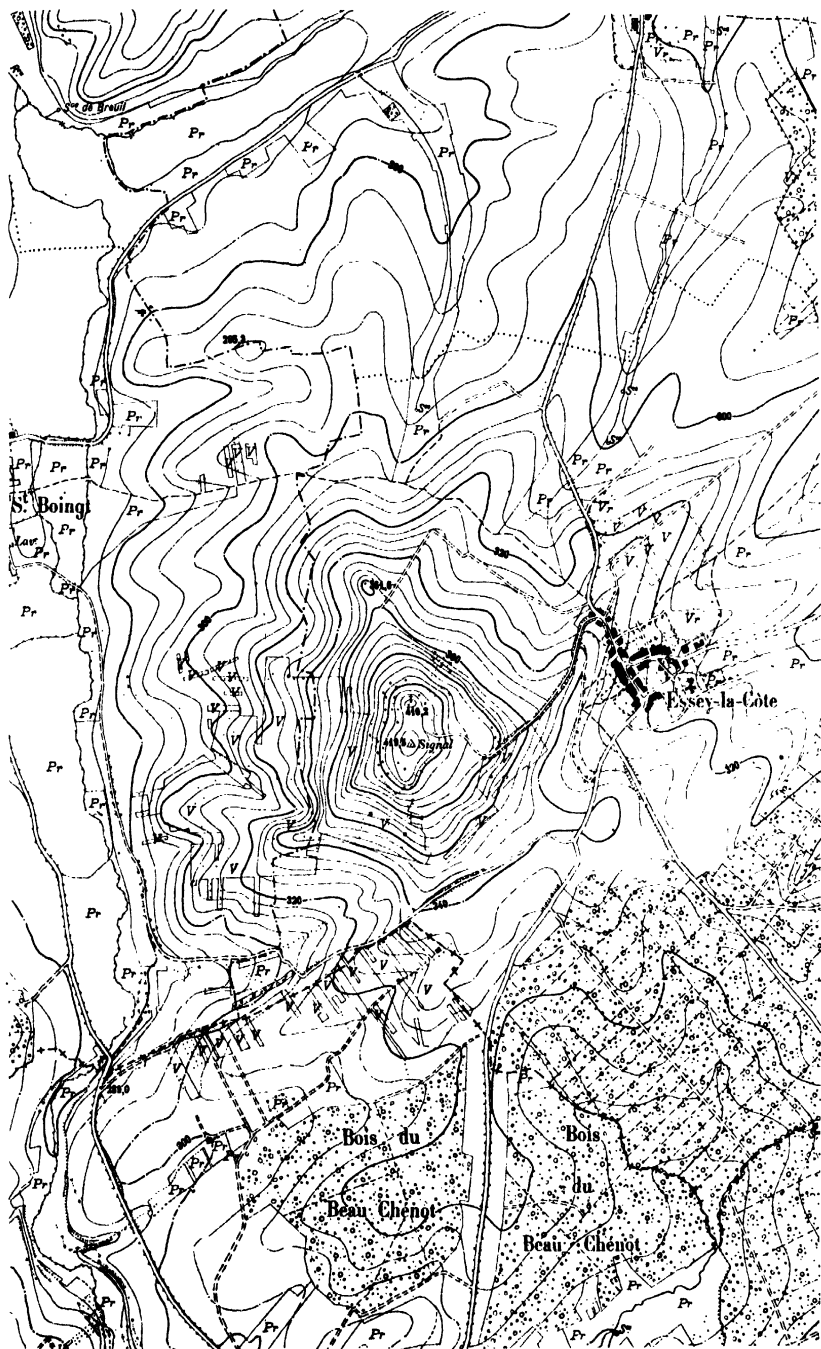
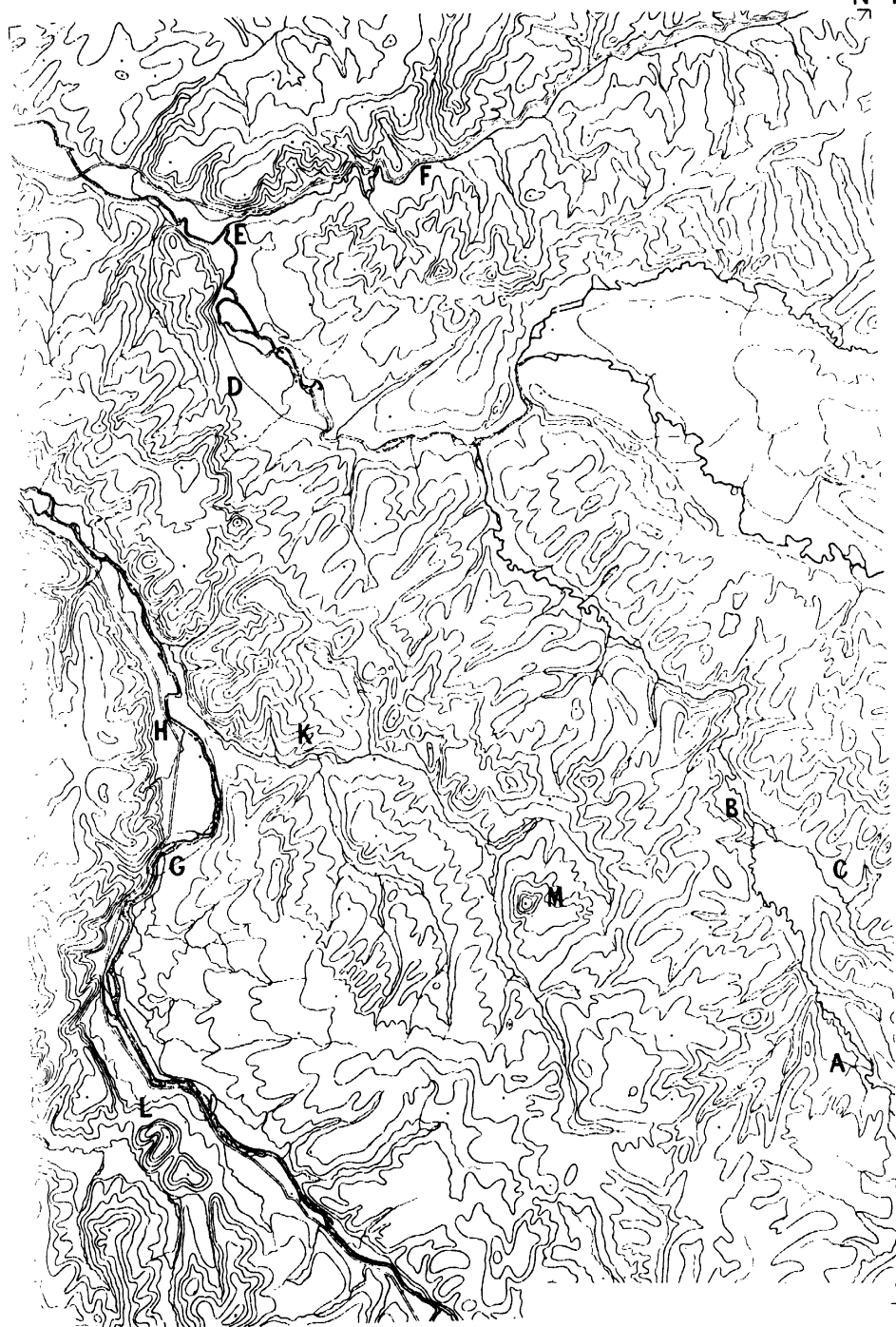
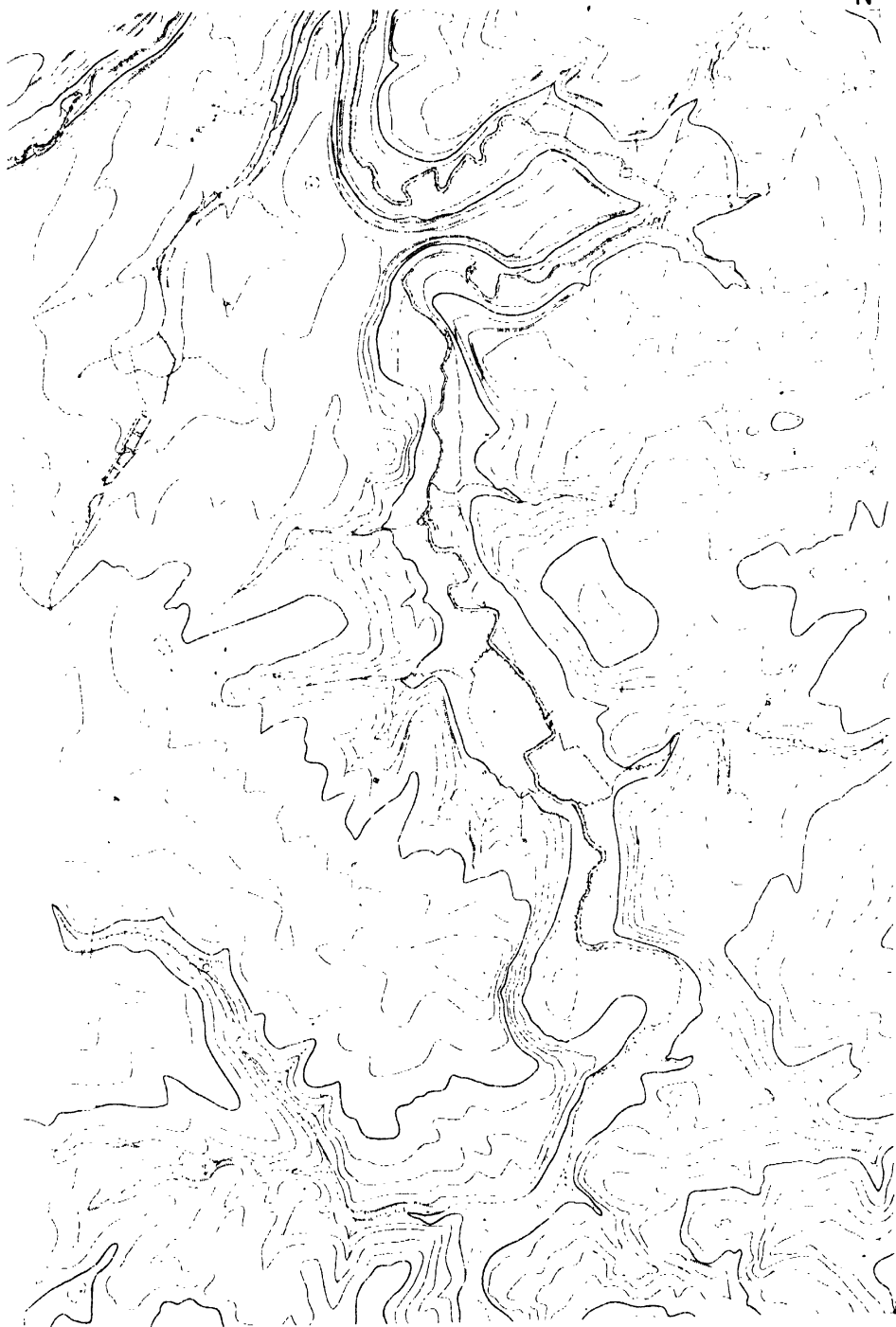
Échelle du 20 000e

N° 162

LORRAINE

Éche. 00

LORRAINE

N° 163

Échelle du 50.000e

le Lias, beaucoup plus riche en formations résistantes et surtout en calcaires épais et continus. Les alternances de marnes et de calcaires, avec, à leur base, l'Infra-Lias sableux, siliceux et marneux, s'élèvent au-dessus de la région précédente en un vaste plateau raviné, où les profils convexes des versants calcaires s'accusent. L'entrée de la vallée de la Meurthe dans le Lias donne lieu à un *entonnoir* bien marqué, dont le *goulot* est à Saint-Nicolas-du-Port. Un affluent de droite contribue à sa détermination; c'est le Sanon, dont le confluent se trouve à Dombasle.

Le **N° 160** montre, en ABC, l'entrée de la Mortagne dans le Muschelkalk ; en DEF, celle de la Meurthe dans le Lias, à Saint-Nicolas ; en GHK, celle de la Moselle dans la même zone, vers Bayon. Cette dernière est de forme moins régulière que la précédente ; parce que la Moselle, après avoir abordé perpendiculairement le bord du Muschelkalk prend en écharpe le plateau liasique à partir de Charmes. La lisière de ce plateau, continue depuis Charmes, vers le point L, forme le versant gauche de la vallée, dominant de 100 mètres le fond, avec lequel le raccord s'effectue par des pentes raides, à profil alternativement concave et convexe suivant la nature des couches qui y affleurent ; tandis que sur le versant droit le terrain mou du Keuper s'étale, recouvert par les alluvions anciennes de la forêt de Charmes. L'entrée de la Moselle dans le Lias s'opère donc très obliquement, et à partir de Bayon elle se signale par des témoins liasiques de plus en plus importants, qui apparaissent d'abord au-dessus des pentes douces du versant droit. On voit en M, le pointement basaltique de la côte d'Essey.

L'entrée du Madon dans la région jurassique ne se fait pas non plus perpendiculairement au bord du plateau ; elle a lieu à Mirecourt; mais antérieurement le cours d'eau suit la limite du Lias, qui forme son versant gauche. L'accident se complique de failles au Nord-Est de Mirecourt.

Ces évasements des vallées à l'entrée des plateaux calcaires sont en général de dimensions trop grandes pour qu'il soit possible d'en donner la topographie à grande échelle dans nos séries d'exemples. Le **N° 161** contient seulement une portion de l'évasement de la vallée de la Meurthe à l'entrée dans le Lias, à l'échelle du 20.000^{e}. Le **N° 162** montre celui du Madon à Bayon, à l'échelle du 50.000^{e} (nouvelle carte de France).

Tous les fonds de vallées sont plats, remplis par les alluvions ; tous les cours d'eau sont sinueux, et par conséquent toute la topographie des vallées témoigne d'un régime hydrologique antérieur dont le régime actuel n'est que la réduction. Les méandres des vallées n'existent nulle part jusqu'à la pénétration dans le premier plateau jurassique ; mais on en trouve dans la traversée des calcaires de ce plateau. Ceux du Madon sont remarquables. Le **N° 163** en montre une partie. On voit que certains de ces méandres se sont déplacés ; on y remarque, entre autres détails, deux courbes concaves se faisant face, dont une est toujours suivie par la rivière et l'autre abandonnée avec des traces d'une double courbure en S qui n'existe plus. Nous avons déjà cité cet exemple à propos de l'élargissement des vallées par le mécanisme du déplacement des méandres.

Les couches du Lias, dont les calcaires constituent la falaise, s'échelonnent en retrait les unes par rapport aux autres, consistant en calcaires gréseux et en argiles dont certaines sont ferrugineuses. La partie supérieure est

surtout argileuse, avec un banc de minerai de fer exploité aux environs de Nancy et de Pont-Saint-Vincent. Cette couche argileuse sert de base aux masses calcaires de l'oolithe, qui, à partir de Nancy, donnent lieu à une nouvelle falaise parallèle à la première, dont elle est éloignée d'une douzaine de kilomètres.

Entre la ligne Metz-Nancy-Bourmont, qui jalonne cette nouvelle falaise, et celle dite des *Côtes-de-Meuse*, qui passe à Toul, s'échelonnent les calcaires oolithiques, en masses importantes, se superposant avec intercalations de lits sableux, de marnes et de couches gréseuses. L'ensemble est en très grande majorité composé de roches dures et possède par conséquent un relief très ferme sur sa tranche.

Le **N° 164** montre comment la Meurthe aborde un peu obliquement cette falaise, à Nancy, et coupe les assises avec un évasement bien marqué dans lequel subsiste le témoin du plateau de Malzéville. La masse est brusquement taillée en pentes très rapides à la partie supérieure et adoucies vers le bas. Le bord du plateau domine le fond de la vallée de 150 mètres et plus. Il en est de même à Pont-Saint-Vincent pour l'entrée de la Moselle, qui pénètre dans une direction plus perpendiculaire. A partir de Toul, l'ancienne vallée de la Moselle se continue jusqu'à la Meuse à Pagny, en franchissant la falaise suivante, celle des calcaires des Côtes-de-Meuse, où son passage donne lieu à un évasement très net. Mais la Moselle actuelle fait un coude brusque à droite pour aller rejoindre au-dessous de Frouard la Meurthe, dont elle prolonge le cours. Il y a là une capture souvent décrite et devenue classique, dont M. W.-M. Davis a donné une étude raisonnée très complète (1). Un affluent de la Meurthe est parvenu, en reculant peu à peu son origine suivant le trajet de la Moselle entre Frouard et Toul, à atteindre le cours de la Moselle vers Toul. Il a offert à la rivière une pente plus rapide à droite sur Frouard que celle de Toul vers Pagny-sur-Meuse.

L'ancienne vallée de la Moselle est marquée d'une façon d'autant plus évidente que presque dès son entrée dans le plateau corallien des Côtes-de-Meuse, elle y décrit des méandres proportionnés au cours d'eau ancien, et aujourd'hui occupés seulement par des ruisseaux (**N° 165**).

La capture de la Moselle par cet affluent de la Meurthe, remontant de l'Est, a été contestée par M. Bleicher, professeur à l'Université de Nancy (2), surtout parce que le confluent de Pagny est à une altitude plus élevée que celui de Frouard. Mais cette raison est précisément en faveur de la capture, qui n'aurait pas pu se produire si la différence de niveau était en sens contraire. Depuis la capture, la Moselle a approfondi son lit à partir de Toul, en amont, par suite de l'accroissement de vitesse résultant de l'abaissement du niveau de base. L'érosion régressive de l'affluent de la Meurthe remon-

---

(1) W.-M. Davis. — *La Seine, la Meuse et la Moselle. Annales de Géographie*, 1895, n° 19.

(2) Bleicher. — *La vallée de l'Ingressin et ses débouchés dans la vallée de la Meuse, Annales de Géographie*, 1901, n° 49.

tant de Frouard s'est naturellement propagée au delà du coude de capture, et les traces des deux niveaux de la rivière sont bien marquées par les terrasses qui règnent, très nettes, surtout sur la rive droite, entre Pont-Saint-Vincent et Toul. Il faut bien, d'ailleurs, que les méandres aient été façonnés par une rivière; or, il n'y en a que deux, la Moselle et la Meuse, et l'attribution des méandres à cette dernière est absolument inadmissible.

Dans les méandres abandonnés par la Moselle, nous trouvons les traces d'une autre capture, du genre de quelques-unes déjà signalées, entre autres celle du ruisseau de Sainte-Austreberte par la Seine (1). Un ravin venant du Nord-Est (KL, **N° 166**) aboutit en aval de la grande boucle dont la convexité est tournée vers le Sud, entre Foug et Lay-Saint-Rémy, coupant cette boucle en biais. Ce ravin, qui est antérieur au développement du méandre, a été atteint latéralement par ce méandre vers le milieu de sa longueur. L'accident est utilisé par la route nationale, tandis que le canal et le chemin de fer passent en tunnel. Ensuite, la concavité de la rive droite qui vient à l'Ouest, la plus rapprochée de la Meuse, est coupée en deux par une vallée rectiligne correspondant à un évasement aboutissant au village de Trondes (col entre le ruisseau des Hautes-Bruyères et le ruisseau de Trondes). Cet évasement représente le débouché dans l'ancienne Moselle d'une partie des eaux de la Woëvre, coulant alors en sens inverse de leur pente actuelle.

Le plateau jurassique inférieur qui s'étend entre Nancy et Toul offre des caractères topographiques très différents suivant la nature de la couche qui en occupe localement la surface. Dans la partie orientale, ce sont les calcaires; dans la partie occidentale, ce sont les argiles et marnes oxfordiennes qui les recouvrent, et dont la présence à la base donne lieu à la falaise du plateau des Côtes-de-Meuse. Ces marnes et argiles occupent dans la Woëvre une grande étendue, qui va en augmentant du Sud au Nord, tandis qu'à la hauteur de Toul et plus au Sud leur largeur se limite à 4 kilomètres tout au plus, et finit par se réduire au pied même de la falaise crayeuse et compacte de la formation corallienne.

Dans toute la partie orientale, les caractères des calcaires sont très tranchés. Des ruisseaux, qui drainent les eaux pluviales des argiles du Lias, répandues sur une grande portion de la surface des calcaires liasiques inférieurs, pénètrent par des brèches avec évasements dans la falaise, proportionnés à leur importance, et s'enfoncent dans l'épaisseur de la masse corallienne. Ils y ont creusé jadis une rainure à parois souvent très accentuées, mais cette rainure reste à sec aujourd'hui. Sous le régime actuel, ils perdent de l'eau au lieu d'en recevoir; en s'avançant dans le calcaire ils disparaissent; on les voit quelquefois ressortir à l'extrémité de leurs vallées,

(1) Voir page 425 et **N° 135**.

avant d'atteindre la Moselle. Il arrive même que le cours de certains de ces ruisseaux est aujourd'hui renversé, probablement par suite de captures de leurs têtes.

Ainsi, le vallon du ruisseau d'Uvry, A B, **N° 166**, qui se jette à Vézelise, B, dans le Brenon C D, affluent du Madon, et coule de l'Ouest à l'Est, se prolonge au Nord, dans la masse calcaire qui recouvre les argiles, par une vallée sèche A E F, avec évasement en A, laquelle aboutit à la Moselle à Pierre-la-Treiche, F, où reparaît un embryon de ruisseau. Cette vallée a elle-même des affluents E G, E H, dont la direction vers le Nord ne laisse aucun doute sur le sens primitif de l'écoulement des eaux. L'un de ces vallons contient encore sur toute sa longueur un ruisseau, l'Ar, E G, qui prend naissance sur l'argile, entre dans le calcaire en y déterminant un évasement, et disparaît au moment où il atteint la vallée principale.

Le **N° 167**, donne une partie de cette vallée sèche, avec l'évasement de l'entrée dans le calcaire.

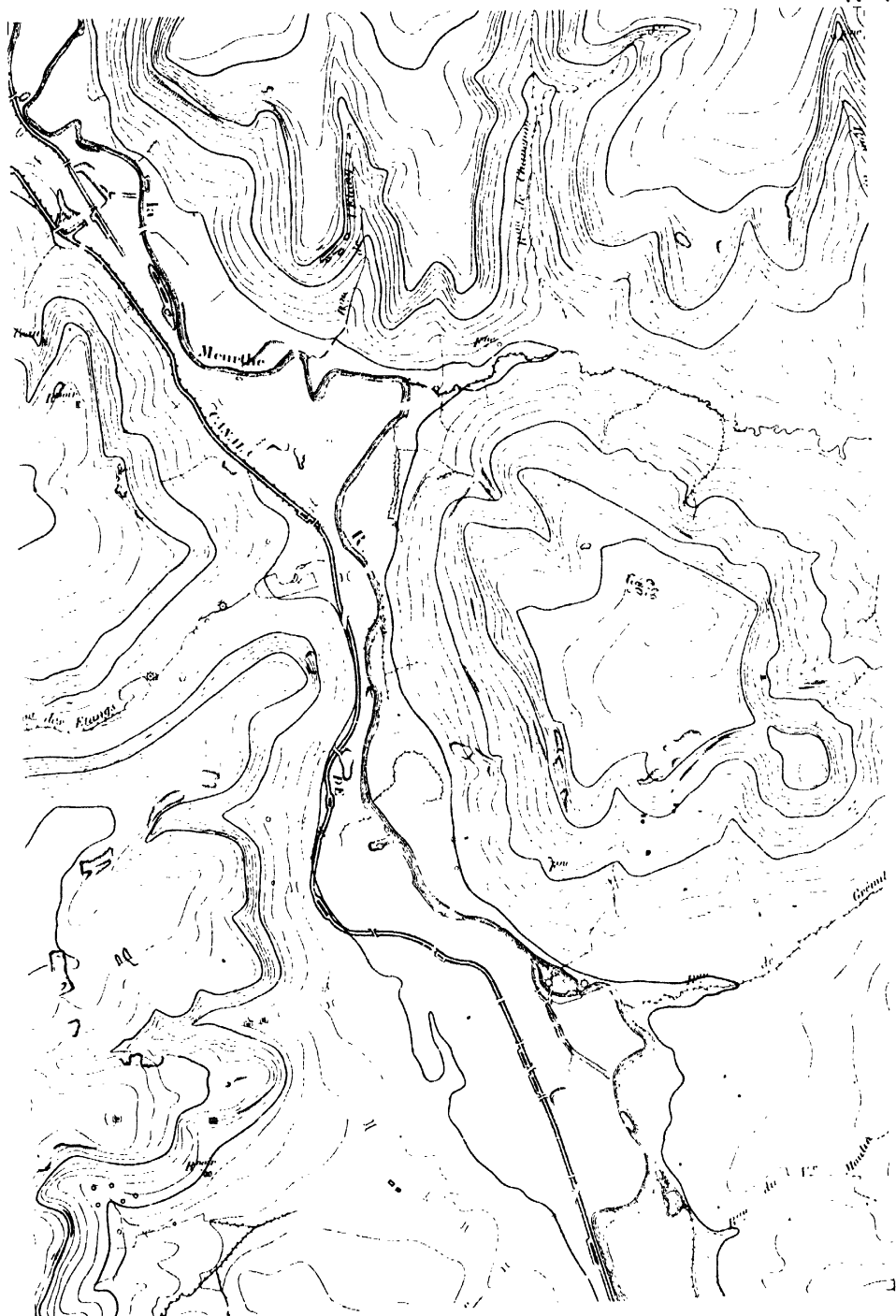
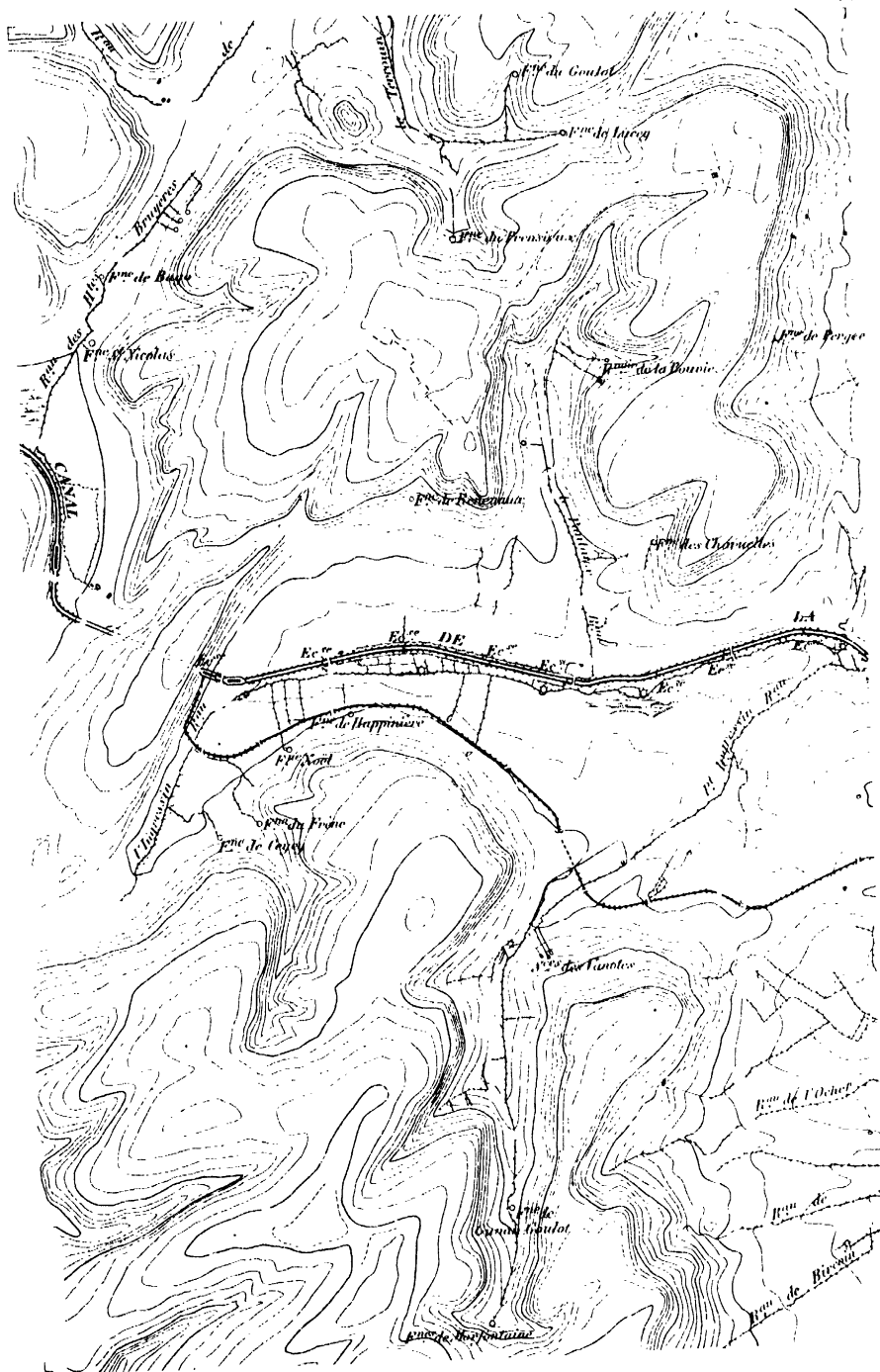
La Bouvade, I J, **N° 166**, ruisseau qui aboutit dans la Moselle un peu au-dessus de Toul, naît dans les marnes et argiles oxfordiennes et entame ensuite le calcaire. Tous ses affluents de gauche, sur les marnes, sont des ruisseaux ; tous ses affluents de droite, dans le calcaire, sont des vallées sèches.

Ce plateau contient bien d'autres particularités intéressantes ; nous ne pouvons les citer toutes. On y trouve même des méandres de vallées témoignant du passage d'un plus grand cours d'eau disparu, qui, d'après l'amplitude des méandres, pourrait presque égaler la Moselle.

Peut-être cette rivière, à une époque antérieure au creusement actuel de sa vallée, ainsi qu'au recul de la falaise jurassique inférieure, a-t-elle suivi une voie différente de celle où elle est aujourd'hui fixée. Il n'est guère possible de le savoir, puisque le terrain où aurait été situé le raccordement des méandres aujourd'hui abandonnés avec le cours de la rivière en amont n'existe plus. D'autres explications sont admissibles d'ailleurs et celle qui attribuerait ces méandres au Madon est peut-être plus probable. Mais il ne peut être question que de conjectures, et c'est par conséquent sous toutes réserves que nous proposons la solution suivante :

Les méandres dont il s'agit débutent, à l'Ouest de Pont-Saint-Vincent, par un ravin où est bâti le village de Viterne. Le **N° 168** en représente une partie. Ils décrivent plusieurs grandes boucles sur le plateau, et coupent, au Nord de Viterne, avant de s'effacer dans la direction du ravin de Pierre-la-Treiche, la tête d'un autre ravin qui aboutit sur la Moselle, à Sexey-aux-Forges.

Le village de Viterne se trouve en V (**N° 166**) au fond d'un évasement bien marqué et de large ouverture, que dessinent très bien les courbes de niveau. Le Madon se dirige vers cet évasement jusqu'à Xeuilley (en X), point où il tourne à droite pour gagner la Moselle à Pont-Saint-Vincent. Ces circonstances permettent de penser qu'un cours antérieur du Madon passait d'X en V par Viterne, déterminant les méandres sur le plateau, et que le confluent avec la Moselle se trouvait alors à Pierre-la-Treiche ; le changement de direction à Xeuilley, bien que peu accentué, représenterait alors un coude de capture par un petit affluent remontant de Pont-Saint-Vincent, dans les argiles du Lias, au pied de la falaise oolithique, suivant une dépression monoclinale.

A l'appui de cette hypothèse, on peut remarquer sur les exemples **N° 163** (au

Échelle du 50.000ᵉ

Échelle du 50.000e

LORRAINE

Échelle du 200.000e

N° 167

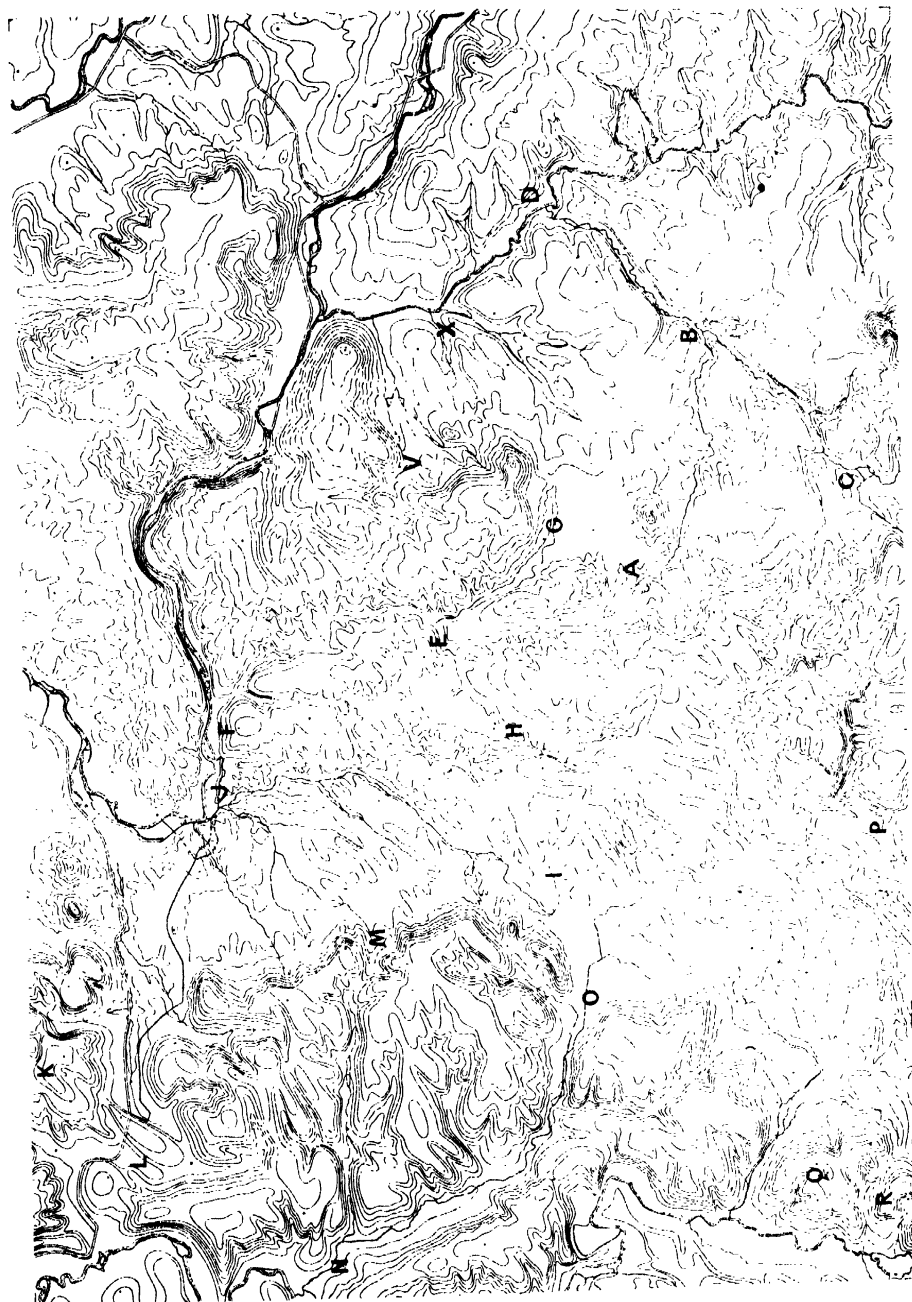
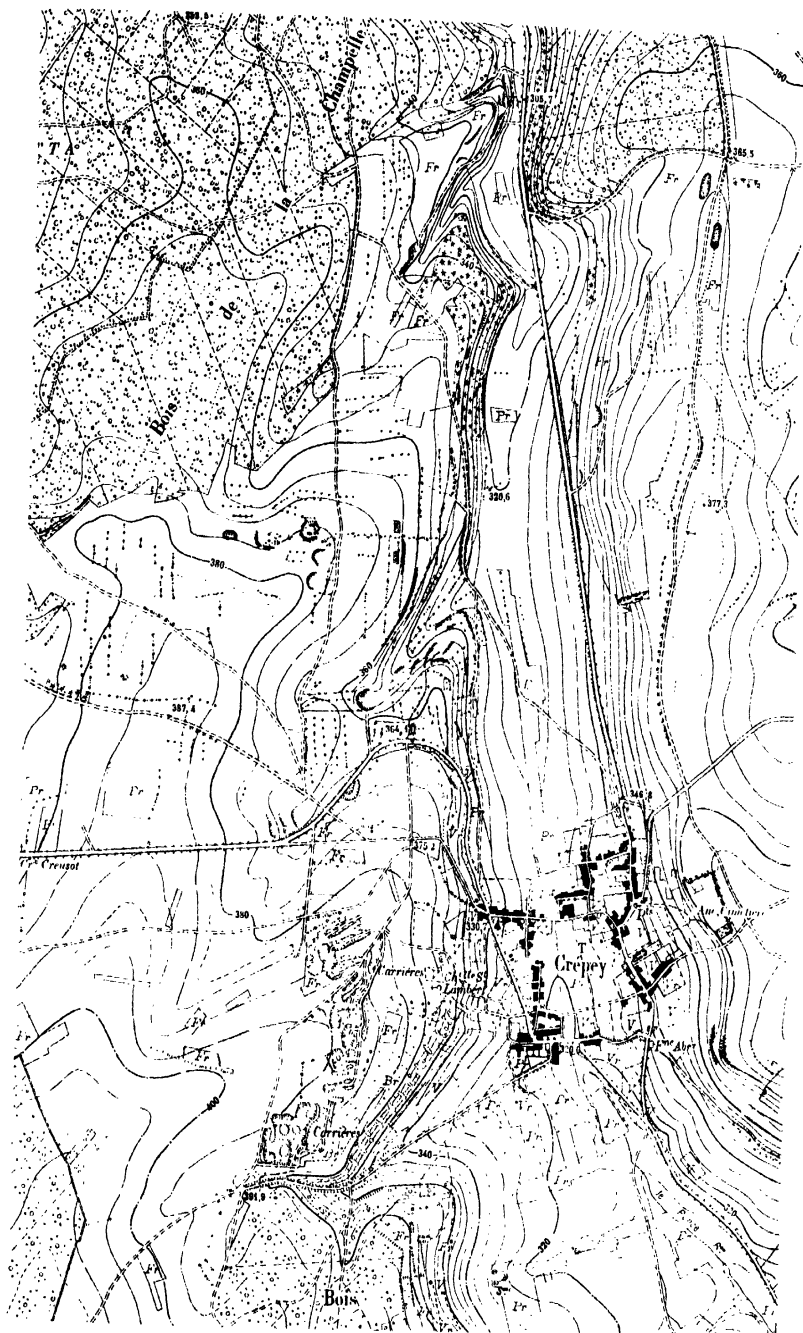
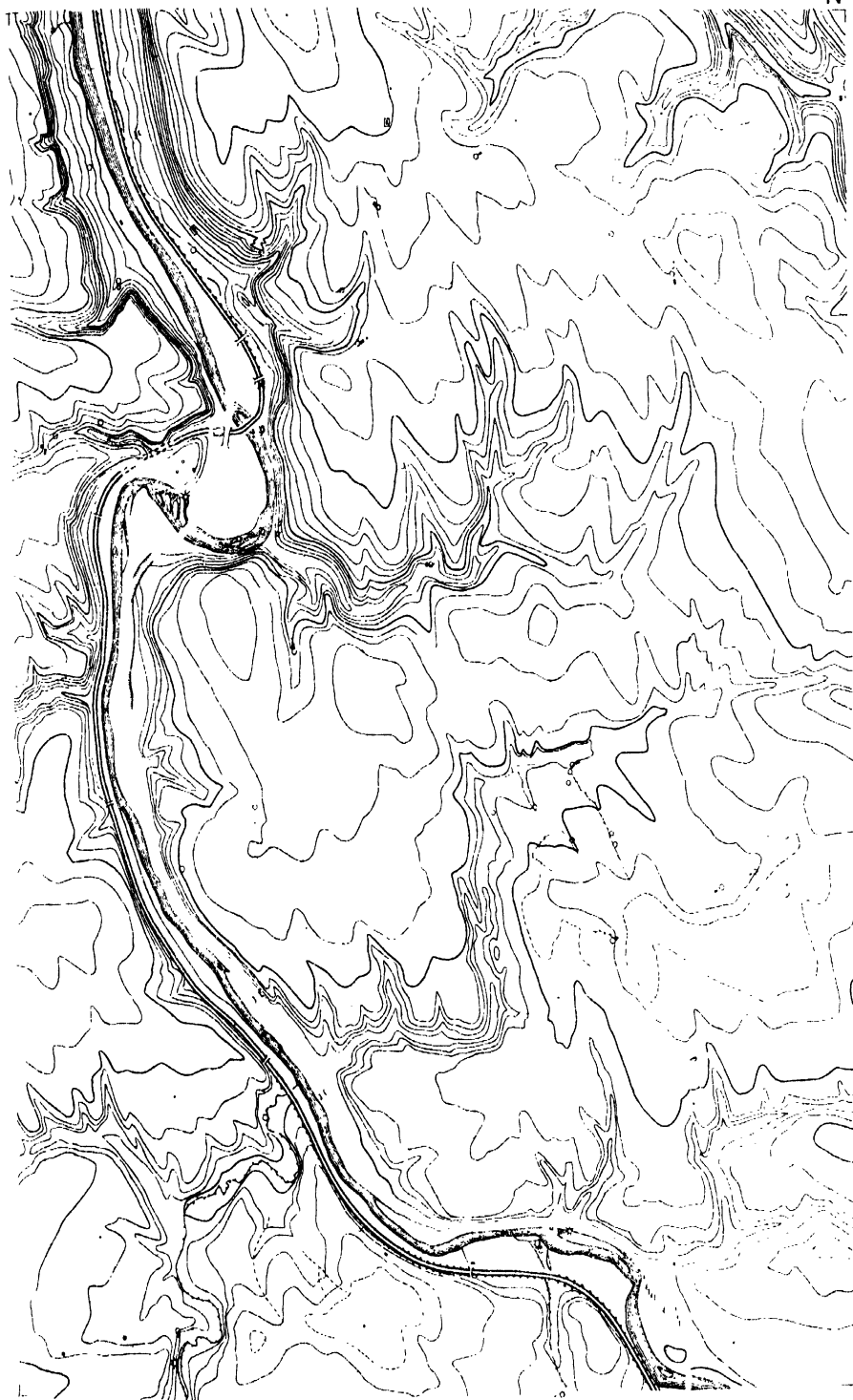
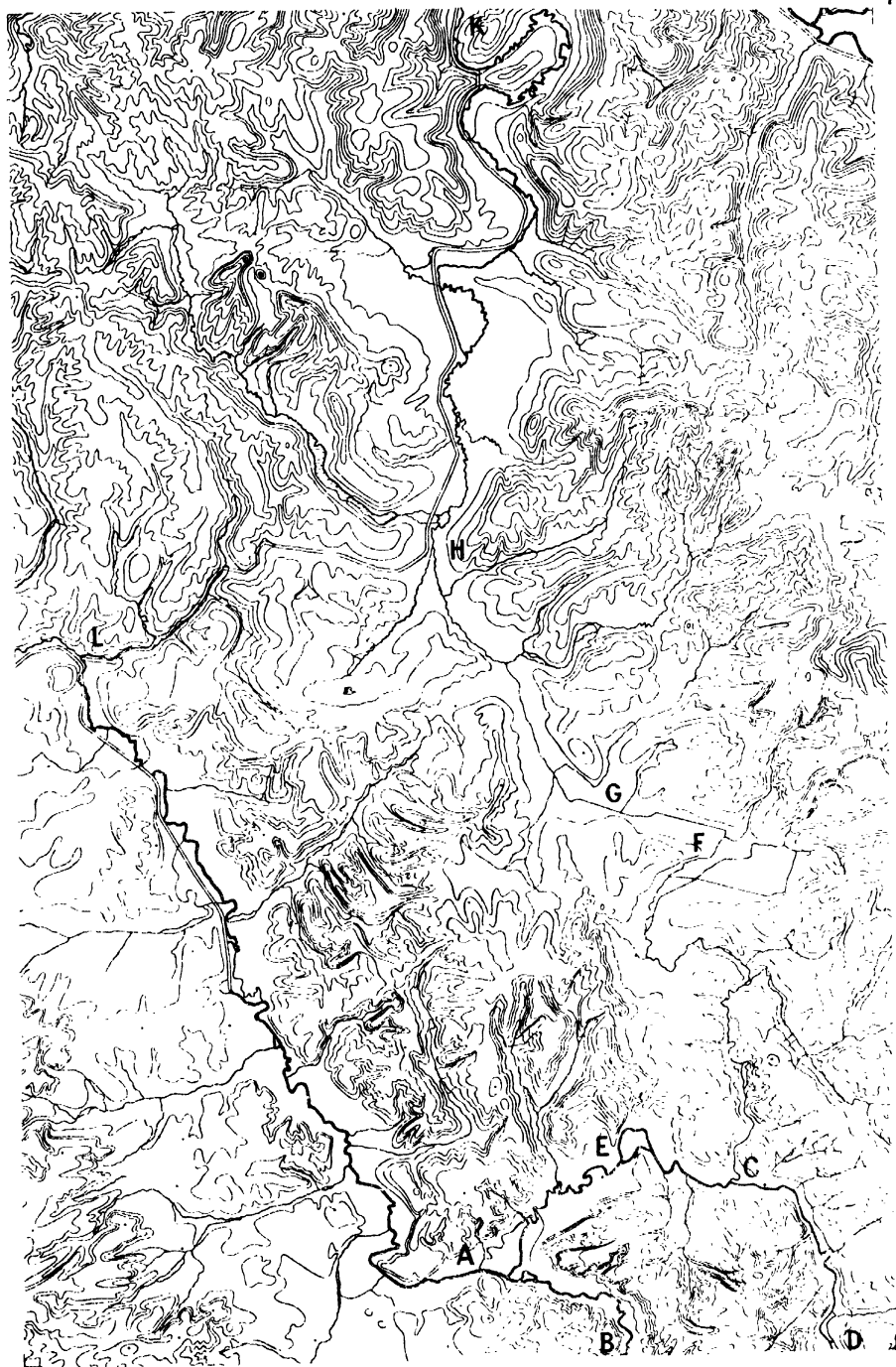
Échelle du 20.000e

Échelle du 20.000[e]

LORRAINE

Échelle du 50.000e

ARDENNES

N° 170

Échelle du 200.000ᵉ

50.000e) et **168** (au 200.000e) que le rayon des concavités en arc de cercle des méandres de la vallée du Madon en amont de Xeuilley, de 650 mètres environ, est précisément égal au rayon des méandres dessinés sur le plateau entre Viterne et le ravin de Pierre-la-Treiche ; tandis que la vallée du Madon ne décrit plus un seul méandre en aval de Xeuilley, jusqu'à Pont-Saint-Vincent, ce qui est bien conforme aux conditions habituelles des captures.

Ces divers exemples, auxquels, on le verra par la suite, s'en joignent beaucoup d'autres qui confirment les mêmes principes, montrent que la considération du rapport entre le développement des méandres de chaque vallée et l'importance du cours d'eau qui l'occupe aujourd'hui, celle du rayon des cercles des concavités, celle de la largeur des évasements, celle des coudes de capture et de l'absence de méandres systématiques en aval de ces coudes, permettent au géographe d'apprécier, sinon toujours d'une façon formelle, du moins en toute vraisemblance, les conditions d'une hydrographie en partie disparue.

Dans le tracé des lignes hydrographiques aujourd'hui suivies, comme de celles qui restent maintenant à sec, l'influence des diaclases paraît aussi souvent très indiquée.

Ainsi, sur le plateau de Haye, **N° 169,** entre Gondreville et Frouard surtout, les petits affluents ou anciens affluents de droite de la Moselle affectent deux directions à angle droit qui leur donnent parfois un tracé en baïonnette. Le méandre de Liverdun paraît être accidentel et avoir pour cause première un de ces tracés rectangulaires. Les méandres abandonnés sur le plateau de la rive gauche de la Moselle témoignent pour la rivière de conditions différentes de celles de la Moselle actuelle et de la Moselle de l'époque des hauts niveaux, car la vallée de la Moselle n'y décrit maintenant aucun méandre dans l'épaisseur des calcaires ni avant ni après le coude de capture. Le courant qui a approfondi le lit majeur à la suite de la capture a creusé directement, sans dépôt d'alluvions à aucun moment et par suite sans détours subséquents. Ces conditions sont bien celles que nous avons exposées dans les cas de capture semblables (1).

La falaise des calcaires compacts coralliens (Côtes-de-Meuse) est la mieux marquée de toutes celles dont il a été question jusqu'ici, celle dont l'escarpe est la plus uniforme. A une huitaine de kilomètres au Sud du passage que la Moselle y a possédé autrefois de Toul à Pagny-sur-Meuse, on trouve celui du Colomoy, M N, **N° 166,** ruisseau affluent de la Meuse, dont la tête correspond à une ouverture évasée, à Blénod-lès-Toul. Ceci paraît d'autant mieux indiquer que ce ruisseau avait jadis un cours plus étendu, qu'à environ 8 kilomètres encore plus au Sud, un autre ruisseau, O N, plus important, dont le précédent est un affluent, traverse la falaise avec un évasement proportionné. Sa vallée vient de beaucoup plus loin ; on la trouve dans le Sud, contenant le ruisseau de Vicherey, au delà du point P ; ce ruisseau disparaît après un cours d'une douzaine de kilomètres. La vallée reste à sec, décrit plusieurs méandres, et s'efface complètement dans les marnes oxfordiennes pour reparaître dans les calcaires coralliens.

---

(1) Voir pages 396 et 410.

Enfin, plus au Sud encore, la falaise corallienne se découpe en témoins échelonnés, Q, R, parce que la Meuse l'entame obliquement. C'est la répétition de ce que nous avons vu pour la Moselle à son entrée dans les calcaires du Lias, à Bayon.

Tout ceci est évidemment conforme à la théorie et ne présente nulle part la moindre circonstance topographique difficile à expliquer.

Question de la Meuse. — Le cas de la Meuse a été remarquablement étudié par M. W.-M. Davis (1). Nous ne pouvons ici que résumer en quelques mots ses observations. Il compare d'abord l'allure de la Meuse à celle de la Moselle. La vallée de cette dernière, dans la traversée du massif ancien du Nord-Est, décrit à travers les couches redressées et recristallisées de la pénéplaine hercynienne des sinuosités encaissées, dans lesquelles la rivière « oscille d'un méandre à l'autre avec résolution ; nulle part elle n'hésite à suivre les détours de sa route, en exerçant une forte pression sur les berges qui en constituent la face externe ». L'auteur mentionne les méandres abandonnés par suite de la coupure de leur isthme de plus en plus aminci, et il ajoute : « Ce n'est pas la simple occurrence de ces méandres interceptés qui mérite de retenir l'attention, mais plutôt la leçon qui s'en dégage : Ils sont toujours l'indice d'une activité fluviale énergique. La Moselle doit donc être tenue, comme la Seine, pour une rivière vigoureuse et bien constituée. » Les méandres se sont enfoncés peu à peu, par suite du soulèvement lent de toute la région ardennaise, en même temps qu'ils ont pris un peu plus d'amplitude que sur le plateau, ce qui se constate, comme on sait, par la différence d'inclinaison entre les pentes convexes et les escarpements des concavités dans les tournants.

La vallée de la Meuse présente bien les mêmes méandres systématiques, les mêmes coupures d'isthmes, et dans des proportions qui sont à peu près celles de la vallée de la Moselle. Il est donc bien évident que cette vallée a été creusée par une rivière de la même importance. « Mais on ne retrouve nulle part aujourd'hui le fleuve actif qui a dû exister jadis : le fond de la vallée de la Meuse est occupé presque partout par de vastes prairies, au lieu d'être sillonné par les libres sinuosités de l'eau courante ; et la seule rivière que l'on aperçoive est la maigre Meuse, errant deci delà par les grandes étendues herbeuses et cheminant d'une allure incertaine le long des détours de la vallée (1). »

Les conditions anciennes ont été les mêmes pour les deux rivières ; si donc leur régime, pareil autrefois, est si différent aujourd'hui, c'est qu'une raison spéciale intervient pour la diminution de la puissance de la Meuse.

---

(1) W.-M. Davis. — *La Seine, la Meuse et la Moselle.*

D'une part, la capture à Toul de la Moselle, autrefois affluent de la Meuse à Pagny, par un affluent de la Meurthe, laquelle est alors devenue Moselle à partir de Frouard, a enlevé à la Meuse, au profit de la Meurthe-Moselle, toute la masse d'eau qui passe à Toul. D'autre part, une capture semblable a été opérée au profit de l'Aisne, affluent de la Seine, au détriment de la Meuse, par un petit affluent de l'Aisne, qui a détourné de son cours l'Aire, autrefois affluent de la Meuse, passant par la vallée de la Bar, dont nous avons déjà signalé les méandres réguliers, si peu en rapport avec le petit cours d'eau qui occupe maintenant le fond de cette vallée (1).

L'Aisne A B et l'Aire C D, **N° 170**, coulent parallèlement d'un côté et de l'autre de l'Argonne, et c'est par Grand-Pré E, que s'opère la capture. L'ancien cours de l'Aire se retrouve dans son affluent l'Agron, C F, ruisseau qui occupe sa vallée prolongée vers le Nord ; cette vallée, beaucoup trop large pour ce ruisseau, se continue jusqu'à la Meuse à Donchery, suivie par la Bar, G H K, tandis que l'Aisne se dirige de A en L, parallèlement à la partie C H de l'ancienne vallée de l'Aire, avant de prendre sa nouvelle orientation vers l'Ouest.

Entre l'Aire et l'Aisne, le sol de l'Argonne est constitué par le grès vert formant un plateau découpé dont nous avons donné la topographie aux **N^os^ 145** et **146**.

Ainsi, la Meuse a perdu ses affluents par des captures; d'abord la Moselle, puis un peu plus loin l'Aire, et il ne lui en reste aucun jusqu'à la Chiers et la Semoy, c'est-à-dire sur la totalité, à peu près, de son cours en France. Ces captures, opérées au profit des bassins des rivières voisines ont amené la différence frappante entre son allure actuelle et celle des autres cours d'eau dont les vallées ont la même importance, dans la traversée des mêmes terrains.

La Meuse et son ancien affluent l'Aire sont les derniers cours d'eau de la région Lorraine, partie orientale du Bassin Parisien, qui, en se dirigeant vers le Nord-Est, prennent en écharpe les cuvettes concentriques de ce bassin, ou même parfois en longent les falaises, dans des vallées monoclinales. Les cours d'eau suivants vers l'Ouest et plus au Sud, bien que grossièrement parallèles, au moins dans leur bassin supérieur, à ceux dont il vient d'être question, abordent les falaises de plus en plus normalement, par la raison que la direction de ces falaises change progressivement, dessinant des courbes qui s'infléchissent jusqu'à la direction S.-O.—N.-E. perpendiculaire à celle du cours supérieur des rivières. C'est alors que se répètent, avec une grande régularité, sur une vaste échelle, les découpures en festons résultant des évasements produits au passage des falaises par le mouvement

(1) Voir page 403 et **N° 130**.

des eaux courantes, et que se constate d'une façon indubitable l'analogie des formes générales, sur les grands versants, avec les formes de détail sur les flanquements des anticlinaux découpés par les ruz. Le phénomène se reproduit à chaque falaise sur tout le versant Nord du massif central, depuis le seuil de Poitiers à l'Ouest, jusqu'au Morvan, et au delà vers l'Est jusqu'à la Marne. M. A. Vacher en fait l'observation, dans les limites de la région qu'il décrit : « De Sancerre à Vierzon, sur la crête qui domine au Nord la Champagne de Bourges, les bois succèdent aux bois. Les affleurements crétacés dessinent une série de redans, très marqués dans la topographie. Ces redans pointent dans la direction du Sud et viennent tour à tour s'enlever brusquement au-dessus du plateau de la Champagne. De part et d'autre de chacun, des vallées se creusent dont la pente est au Nord-Ouest. »

L'analogie entre cette disposition et celle qu'on remarque en petit sur les flancs d'anticlinaux n'a pas échappé à l'auteur :

« Par le seul jeu des eaux courantes, et sous la seule influence d'une disposition tectonique donnée, le flanc d'une voûte anticlinale au pied de laquelle une vallée synclinale est creusée se laisse découper par une série de vallées conséquentes parallèles, en une suite de festons plus ou moins triangulaires ; ces vallées conséquentes subordonnées sont celles qu'on désigne dans le Jura sous le nom de ruz (1). »

Le même fait se reproduit invariablement dans toutes les circonstances semblables, notamment, pour ce qui concerne la France, dans le bassin de l'Aquitaine, comme dans le bassin de Paris. Nous nous bornerons à l'étudier sur des exemples bien typiques du bassin supérieur de la Seine, pour compléter les observations que nous en avons déjà faites dans la région lorraine.

BASSIN SUPÉRIEUR DE LA SEINE

Le grand plan doucement incliné vers le Nord-Ouest où l'Armançon, la Seine, l'Aube, la Marne et leurs principaux affluents prennent naissance, est constitué par d'épaisses formations calcaires jurassiques, les mêmes que nous avons rencontrées en Lorraine, dont le plongement est d'accord avec

(1) A. Vacher. — *Le Berry.*

la pente générale de la surface, et un peu plus rapide que cette pente. Ce grand plan incliné disparaît, vers le Nord-Ouest, recouvert par des terrains de plus en plus récents, qui s'échelonnent, et sont, dans leur ensemble, en stratification concordante. Du côté du bassin de la Saône, il se termine brusquement, en pentes rapides, coupé par un système de failles dont nous avons déjà étudié les effets topographiques (1).

A la base de ces épaisses couches calcaires, on trouve les formations marneuses et argileuses du Lias, et nous avons vu comment les petits affluents de la Saône entament, par érosion régressive, toute la hauteur des masses calcaires et à quelles formes cette attaque donne lieu.

La vallée de la Marne également se creuse jusqu'au Lias, tandis que les rainures moins profondes de l'Aujon, de l'Aube, de l'Ource, de la Seine, et de leurs nombreuses ramifications, dont beaucoup sont aujourd'hui des vallées sèches, n'atteignent pas la base des calcaires.

Ces calcaires (étages bathonien et bajocien) sont composés de bancs compacts, à texture parfois marmoréenne, ou, le plus souvent, oolithique; ils comprennent l'importante formation de la grande oolithe. Ils sont souvent tendres, crayeux, mais leurs épaisses assises sont rarement séparées par des bancs marneux de quelque importance. Ce sont des masses perméables; d'où les vallées sèches, creusées autrefois par suite de ruissellements qui n'existent plus aujourd'hui. La topographie en est très uniforme. Toutes les anciennes berges, transformées en versants qui ont peu évolué, donnent des profils transversaux convexes, sans ressauts, tant pour les sillons dans le sens principal de l'écoulement que pour les vallons transversaux, découpés plus ou moins perpendiculairement aux directions principales. Les têtes des vallons sont en fond de bateau.

Le terrain dont nous parlons occupe une région de trente à quarante kilomètres de largeur; puis il disparaît sous les marnes oxfordiennes, formant une étroite bande, que surmonte une nouvelle série de calcaires (étages Rauracien et Séquanien).

Dans le principe, ces calcaires étaient recouverts au moins en grande partie par le prolongement des couches plus récentes qu'on trouve un peu plus au Nord-Ouest, et ces dernières disparaissaient sous les couches crétacées, dont le recul a été encore plus marqué. C'est du moins ce qu'indique la théorie, et le relief très accentué des falaises ne peut guère s'expliquer autrement (2). « Le recul de la zone crétacique a laissé apparaître des cou-

(1) Voir Côte-d'Or, pages 150 à 160.

(2) Voir pages 393 à 395.

ches jurassiques enfoncées primitivement sous les dépôts de la craie ; de sorte que la région parisienne commence par une zone jurassique qui fait suite à celle de la Lorraine, sans qu'on puisse préciser où s'arrête théoriquement celle-ci (1). »

La présence des marnes oxfordiennes, sur une épaisseur d'une trentaine de mètres au moins, entre les deux séries calcaires, détermine, par le sapement des calcaires supérieurs, une vallée monoclinale très marquée, où passe la voie ferrée de Nuits-sous-Ravière à Chaumont. La falaise ainsi formée est abordée normalement, ou à peu près, par les cours d'eau, et il en résulte que les évasements ou entonnoirs correspondant à l'entrée de chacun d'eux dans les calcaires supérieurs sont très réguliers.

En suivant, de la Marne à l'Armançon, on rencontre (**N° 171**) : 1° Après l'évasement largement ouvert de la vallée de la Marne, qui peut être considéré comme indiqué depuis la Côte-d'Alun, celui du ruisseau de la Renne. Ce ruisseau prend naissance dans les marnes oxfordiennes, mais il se prolonge en amont par une vallée sèche creusée dans les calcaires de la série inférieure.

2° L'évasement du Brozé, autre ruisseau, qui, comme le précédent, n'existe que sur les marnes.

3° Celui de la D'huy, ruisseau très court, ayant aussi sa source dans les marnes, mais avec une vallée sèche le prolongeant très nettement dans les calcaires en amont.

4° L'évasement, plus large, de l'Aujon. Le feston qui le sépare du précédent, découpé par des vallons transversaux, est réduit à quatre témoins qui en définissent la forme primitive. La vallée de l'Aujon s'étend beaucoup en amont, avec de nombreux affluents et un bassin supérieur très ramifié en éventail, le tout, ou à peu près, actuellement à l'état de vallées sèches.

Puis, au delà du cadre de notre exemple :

5° L'évasement correspondant à la vallée d'un petit ruisseau, affluent direct de l'Aube, installé sur les marnes, mais, comme les précédents, avec vallée sèche dans les calcaires.

6° L'évasement, beaucoup plus considérable, de la vallée de l'Aube, drainant en amont une vaste surface découpée de nombreuses et longues vallées, dont certaines encore pourvues de cours d'eau, notamment l'Aubette, et aussi le ruisseau de Lucey, qui se perd dans un gouffre et dont la vallée, restée sèche en aval de la perte, retrouve plus bas un peu d'eau sous le nom de torrent de Bougeon.

7° L'évasement correspondant à la vallée d'un petit affluent de l'Ource, dit *Ruisseau du Moulin*, tout entier dans les marnes, mais comme tant d'autres, avec vallée sèche en amont dans les calcaires.

8° L'évasement très régulier de la vallée de l'Ource semblable à celle de l'Aube, et comme elle très ramifiée, avec affluents, dans un bassin d'amont sur les calcaires.

9° L'évasement de la vallée de la Seine, tout à fait analogue à la précédente et à celle de l'Aube.

(1) Barré. — *Quelques observations sur la zone parisienne orientale. Annales de Géographie*, 1899, n° 38.

10° L'évasement de la vallée de la Laignes, particulièrement caractéristique. Il est divisé en deux par un large témoin. La partie droite contient un ruisseau, affluent de la Laignes, et des étangs. La partie gauche est celle de la Laignes proprement dite, formée par la réunion de plusieurs ruisseaux qui naissent tous sur les marnes, mais avec de longues vallées sèches creusées dans les calcaires jusqu'à plus de quarante kilomètres en amont. Une de ces longues rainures contient un ruisseau, qui, sous le nom de *Ru de la Laignes*, après un cours d'une douzaine de kilomètres, disparaît dans un gouffre à vingt kilomètres en amont du point où la Laignes recommence à exister sur les marnes d'Oxford.

Nous nous arrêterons ici, uniquement parce qu'il faut se limiter ; mais il est facile de s'assurer par un coup d'œil sur la carte que le fait est très général. L'importance des vallées n'est pas toujours en raison de celle des cours d'eau actuels, à cause de la disparition des eaux dans les calcaires, mais l'ouverture des évasements est en raison de l'importance des vallées. Ceci, joint à cette circonstance que les évasements correspondent en amont à des vallées sèches dont les versants sont encore, par leurs formes, très peu différents des anciennes berges, est un sérieux argument à joindre à tous ceux qui militent en faveur de la thèse du ruissellement intense à l'époque quaternaire, et de la réalité des grands cours d'eau qui furent la conséquence naturelle de ce ruissellement. Le découpage des falaises en *bastions* qui représentent en grand les festons des flancs d'anticlinaux, avec les évasements des entrées de vallées, d'importance proportionnée à celle de ces vallées, est, en tout cas, un fait topographique tellement frappant, qu'il prend le caractère d'une loi.

Ainsi, dans la même région, à une quinzaine de kilomètres plus au Nord-Ouest, quand les calcaires dont nous venons d'énumérer les découpures plongent à leur tour sous les marnes kimméridiennes servant de base aux calcaires du Barrois, nous voyons se répéter la même disposition. Les versants rapides et d'allures régulières, les anciennes berges conservées dans la traversée de la zone calcaire précédente, disparaissent dans les marnes, et la nouvelle falaise se dresse brusquement, échancrée sur chaque point où elle est abordée par un cours d'eau. A chacune des rivières qui ont traversé la formation calcaire précédente correspond encore un évasement qui lui est proportionné, dans l'épaisseur des calcaires compacts et lithographiques (Portlandien) du Barrois. Mais alors, ces évasements ne sont pas les seuls ; d'autres se rapportent à des cours d'eau nouveaux, aux affluents qui ont pris naissance sur le plateau calcaire précédent, que ces affluents existent toujours, ou qu'ils ne soient plus représentés maintenant que par des vallées sèches.

Entre la vallée de la Marne et celle de l'Aube réunissant les eaux de leurs divers

affluents du bassin supérieur, s'ouvrent dans la falaise du calcaire du Barrois, (**N° 172**) :

1° Un évasement A contenant le Blaiseron, qui naît sur les marnes kimméridiennes, avec longue vallée sèche en amont dans le calcaire, A B.

2° L'évasement de la vallée de la Blaise C, qui aborde la zone des calcaires du Barrois après un cours de seize kilomètres, descendant de la côte d'Alun, D.

3° L'évasement E F, assez confus comme forme, et parsemé de témoins isolés, des vallées de deux ruisseaux, le Ceffondet et l'Œillet, qui tous deux commencent sur les marnes kimméridiennes et se perdent plus ou moins dans la traversée des calcaires, etc.

Plaines de la Champagne. — Le plongement vers le Nord-Ouest des calcaires portlandiens du Barrois les amène à disparaître graduellement sous les étages successifs des formations crétacées. Ici, la nature du terrain étant très différente de celle des bassins supérieurs, les caractères topographiques changent du tout au tout ; mais le changement s'effectue par transitions. En effet, les premières assises crétacées sont des sables, des marnes, des argiles, des grès ferrugineux, avec quelques bancs calcaires peu épais, qui forment une sorte de revêtement sur le plateau des calcaires portlandiens, sans avoir assez d'importance pour en modifier les formes ; le plateau reste sillonné par une quantité de vallées à versants convexes, sèches pour la plupart. Puis viennent des argiles, en bancs plus épais, qui s'étalent et noient les reliefs ; enfin, les sables verts, puis les argiles du Gault, d'une puissance moyenne de 25 à 30 mètres, formant alors une région faiblement ondulée, où l'argile elle-même disparaît la plupart du temps sous des masses considérables d'alluvions limoneuses, dénuées de formes précises et provenant sans doute tant du remaniement sur place des éléments des premières couches crétacées que de l'apport par les eaux courantes des débris des terrains d'amont. Il en résulte parfois une stratification assez confuse.

Ici, sur une zone concentrique aux précédentes et large d'une vingtaine de kilomètres, ce sont les caractères très évidents des plateaux argileux imperméables ; une topographie très effacée ; aucune fermeté dans les formes, des ruisseaux et des étangs partout. Le **N° 173**, qui représente une partie de cette région, est traversé au Nord par la Marne, A B C, et son affluent de gauche la Blaise B D ; au centre par le Voire E F, affluent de droite de l'Aube, et enfin par l'Aube G H, dans l'angle Sud-Ouest.

La zone suivante est celle de la craie proprement dite, de la craie blanche et de ses diverses variétés locales. Mais cette fois encore le passage d'une zone à l'autre s'effectue progressivement, par des sables et des argiles sableuses, de sorte que le calcaire, tendre d'ailleurs, ne constitue pas une falaise dominant la plaine argileuse qui précède. Toutefois, la topographie change ; on retrouve les vallées sèches ; même la sécheresse de l'ensemble

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000e

N° 171

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000ᵉ

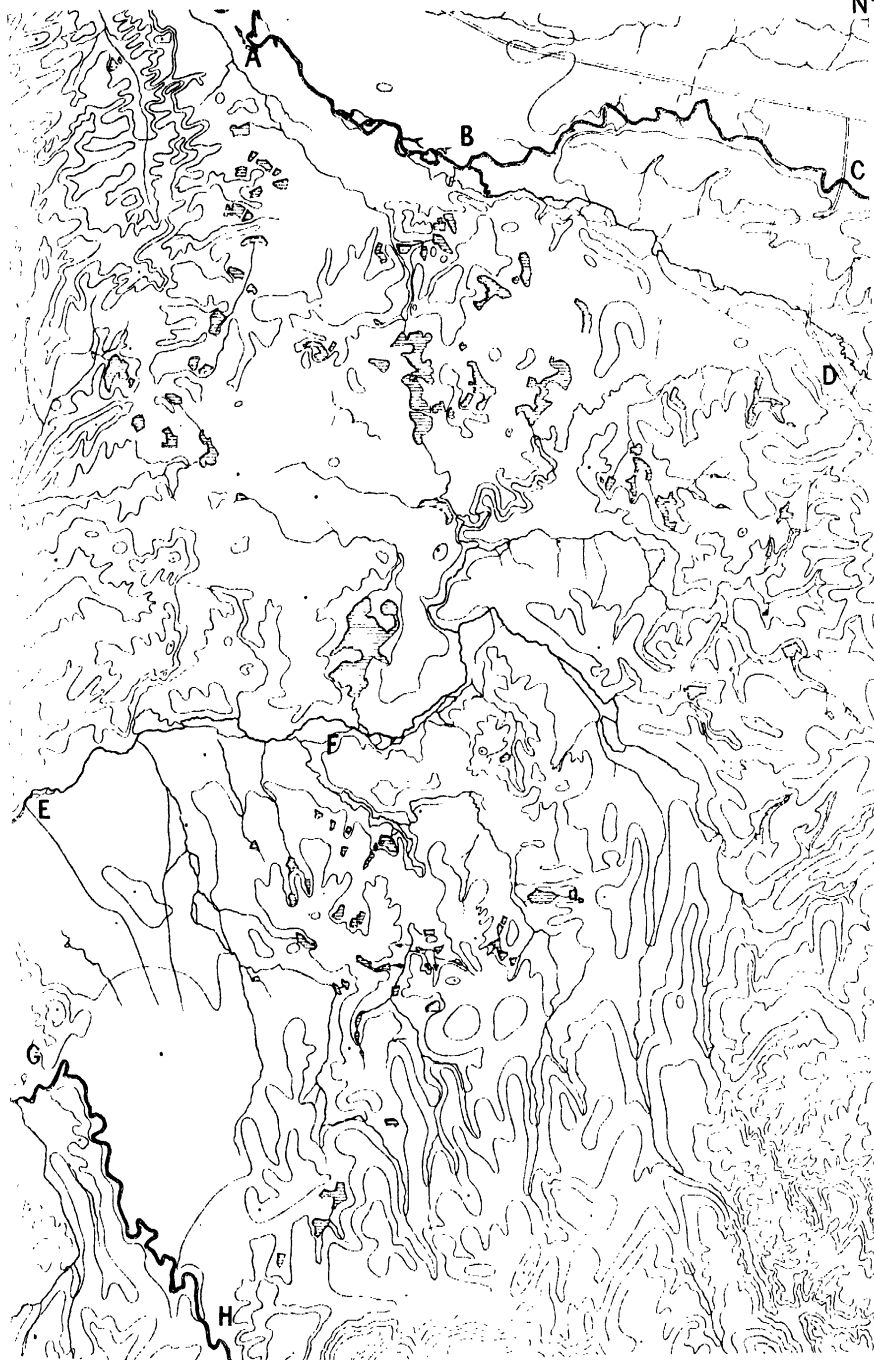
BASSIN PARISIEN

N° 173

Échelle du 200.000e

Échelle du 80.000e

Échelle du 80.000e

N° 175

devient extrême. On retrouve aussi les versants convexes, mais beaucoup moins accentués que dans les calcaires jurassiques en raison de la différence de dureté. La craie est souvent friable ; sa surface est toujours facilement attaquée par les agents d'érosion subaérienne ; même en l'absence de tout ruissellement, elle se désagrège ; son relief s'adoucit beaucoup, et parfois il disparaît totalement.

Les versants *debout*, berges des lits majeurs d'autrefois, ne sont nulle part conservés, pas plus que les méandres des vallées. Il en résulte que la largeur de ces vallées, surtout de celles des principaux cours d'eau, devient excessive. Ainsi, le fond de la vallée de la Marne, qui dans la traversée des calcaires du Barrois n'a quelquefois pas un kilomètre, se perd indéterminé dans les argiles et les alluvions après Saint-Dizier, et atteint encore quatre kilomètres dans la traversée de la craie. Là, conformément à la règle, toutes les vallées qui ne reçoivent pas les eaux des terrains d'amont sont tourbeuses.

La région où la bordure jurassique du Bassin Parisien vient s'appuyer sur les granites du Morvan présente au point de vue du détail des formes un intérêt topographique tout particulier. Malheureusement nous n'en possédons encore aucun levé précis à grande échelle. Diverses études en ont été faites ; les plus récentes sont, à notre connaissance, celle de M. de Martonne, publiée en 1899 (1) et celle de M. Gallois, publiée en 1907 (2), toutes deux dans les *Annales de Géographie*.

Sur de faibles distances, comme celle d'Auxerre à Avallon (une quarantaine de kilomètres), on peut passer successivement de la craie au granite, par l'intermédiaire des formations jurassiques. A Auxerre, le profil des versants est convexe « d'une régularité parfaite, dit M. de Martonne, sans ressauts ni terrasses... A Cravant, des terrasses apparaissent. Pourtant la roche est du même âge ; il y a là un exemple curieux de l'influence que les variations de faciès peuvent avoir sur le relief ». L'auteur constate que la différence est due à ce que la partie Sud est occupée par un calcaire corallien plus dur que le calcaire compact de la partie Nord. Dans le calcaire corallien, la vallée de l'Yonne est étroite, à méandres ; lorsqu'elle arrive dans le calcaire plus tendre, elle s'ouvre davantage et la rivière ne suit plus « la courbure des cirques d'érosion qui marquent les anciens méandres plus larges et en grande partie détruits ». Ces faits sont bien conformes à la

(1) L. de Martonne. — *Une excursion de géographie physique dans le Morvan et l'Auxois. Annales de Géographie*, 1899, nº 42.

(2) L. Gallois. — *Excursion géographique interuniversitaire autour de Paris et dans le Morvan*, 1907, nºs 88 et 90.

théorie que nous avons exposée de la formation des méandres, de leur développement suivant la résistance des berges, et de leur disparition plus rapide dans les terrains tendres.

La surface des calcaires est recouverte du limon provenant de la décalcification et on y rencontre parfois les trous et les entonnoirs caractéristiques des terrains de cette nature. Les vallées sèches, toujours de la forme précédemment décrite, y sont nombreuses, découpant les plateaux dans des directions où l'influence des diaclases est souvent très reconnaissable.

A la base de ces calcaires, qui forment une falaise élevée regardant le Sud, s'étendent les couches peu épaisses des marnes liasiques et triasiques, revêtement du granite, lequel se dégage un peu plus au Sud. Les rivières, la Cure, le Cousin, le Serein, l'Armançon, sortant du massif granitique, coulent dans les marnes étalées, sans vallées définies, et pénètrent dans la zone calcaire par des évasements de la falaise proportionnés à leur importance, suivant la règle générale.

Dans le granite, les rivières sont encaissées au fond de gorges profondes, abruptes, très étroites, d'un dessin heurté, changeant brusquement de direction à chaque pas, suivant l'orientation des fissures ; la dureté de la roche est mise en évidence par ses caractères topographiques, en même temps que son imperméabilité par l'abondance des lignes d'eau. « Le caractère montagneux que prend le relief au fond de ces vallées fait oublier la platitude du massif cristallin dans lequel elles sont entaillées (1). » Le contraste est tellement marqué entre les formes topographiques de ces divers terrains, qu'on pourrait presque, sur la carte au 80.000e, marquer à simple vue les limites des divers affleurements.

Le **N° 174** en montre un exemple, pris sur la feuille d'Avallon (carte au 80.000e). On voit à Vézelay l'évasement de l'entrée de la vallée de la Cure dans les calcaires ; au Sud de Vézelay, à Pierre-Perthuis, la sortie du massif cristallin. Les assises inférieures des formations jurassiques, appuyées sur la granulite, se découpent parfois en *écailles*, dont on voit un bel exemple sur la rive droite de la Cure, à l'Est de Pierre-Perthuis, avec les ressauts que donnent les couches de dureté différente, à Précy et autour de ce hameau. La différence entre la vallée de la Cure en amont de Pierre-Perthuis dans les roches cristallines, et en aval, d'abord dans les marnes, puis entre les coteaux convexes des calcaires est assez frappante pour dispenser de toute analyse.

Le **N° 175** donne des mêmes terrains un second exemple. C'est la vallée du Cousin, tourmentée dans la masse granitique, à angles brusques, souvent aigus, étroite et encaissée jusqu'à la sortie à Pontaubert ; puis la traversée du Lias marneux, et enfin l'entrée dans l'épaisseur des calcaires par un évasement bien marqué, où la rivière reçoit à droite le ru de Bouchin, occupant la dépression monoclinale du pied de la falaise.

(1) De Martonne. — *Excursion dans le Morvan et l'Auxois.*

La roche cristalline, dans ce second exemple, n'est pas la même que dans le précédent. Il s'agit cette fois du gneiss, et la différence se remarque dans la topographie du plateau : « Les bancs verticaux sont plus profondément décomposés et se prêtent à un modelé plus délicat. Les arênes qu'on aperçoit souvent en tranchées sont plus épaisses que celles de la granulite ; plus argileuses, elles sont aussi plus fertiles ; les prairies et même les champs labourés deviennent de plus en plus nombreux (1). »

« Sur le versant septentrional du Morvan, le relief est au Nord ; les grands plateaux couronnés par les calcaires y dessinent, au-dessus des marnes du Lias, un escarpement qui enveloppe et domine le bas Morvan. Seuls, les calcaires du Lias moyen déterminent un ressaut dans cet escarpement ; ils forment, au-dessus de Sauvigny et d'Etaules, une plate-forme intermédiaire. Toute cette topographie est très simple. Elle résulte de l'inégale résistance à l'érosion des couches liasiques et jurassiques et de leur inclinaison vers le Nord. C'est l'équivalent des côtes de Moselle, dans la partie orientale du bassin de Paris. Ici, comme en Lorraine, les couches secondaires reposent sur la bordure ancienne du bassin en plongeant vers son centre : le Morvan joue le même rôle que les Vosges (2). »

Plateau tertiaire parisien. — Par suite du plongement de la stratification toujours dans le même sens, et toujours plus rapide que la pente générale de la surface, bien qu'il aille en diminuant par suite du mouvement négatif de l'ensemble, la craie disparaît à son tour sous l'étage de l'argile plastique, que surmontent le calcaire grossier et les diverses formations tertiaires successives. C'est donc encore la répétition des mêmes formes de falaises (3) qui se manifestent chaque fois qu'une assise argileuse importante s'intercale entre les masses calcaires. La falaise tertiaire s'élève brusquement et domine de 150 à 200 mètres les plaines de la craie. Cette grande différence de niveau témoigne d'érosions énormes, car elle est le signe certain d'un recul considérable, par sapement. « La nappe tertiaire a reculé vers l'Ouest, laissant en arrière quelques témoins qui montrent ce recul, sans qu'on puisse l'évaluer

---

(1) De Martonne. — *Excursion dans le Morvan et l'Auxois.*

(2) Gallois. — *Excursion géographique autour de Paris et dans le Morvan.*

(3) Le commandant Barré *(Quelques observations sur la zone parisienne orientale)* proteste contre cette expression de *falaise*, qu'il trouve impropre. L'expression *falaise*, dit-il, se rapporte en effet à un escarpement battu par la mer. Or, jamais cette situation ne s'est réalisée pour les pentes qui terminent la nappe tertiaire vers l'Est. Le *regard* maritime de la région s'est toujours fait vers l'Ouest et non vers l'Est. L'observation est très juste, si on prend le mot falaise dans le sens exclusif d'appareil littoral ; mais nous l'avons toujours considéré dans l'acception plus large d'escarpe, en laissant de côté toute idée de rivage maritime.

exactement. Mais, ce que la bande crétacique a gagné de ce côté, elle l'a perdu, et au delà, par son propre recul vers l'Ouest. »

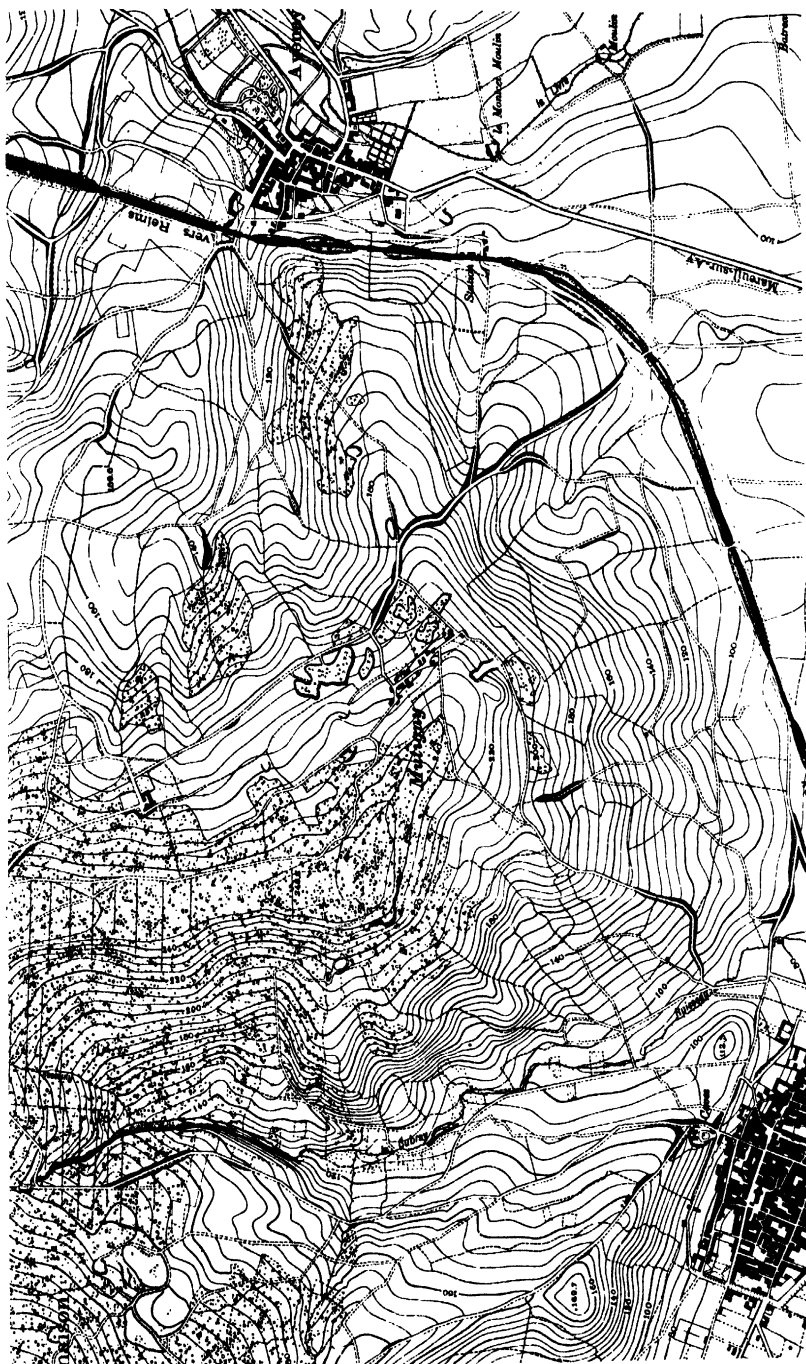
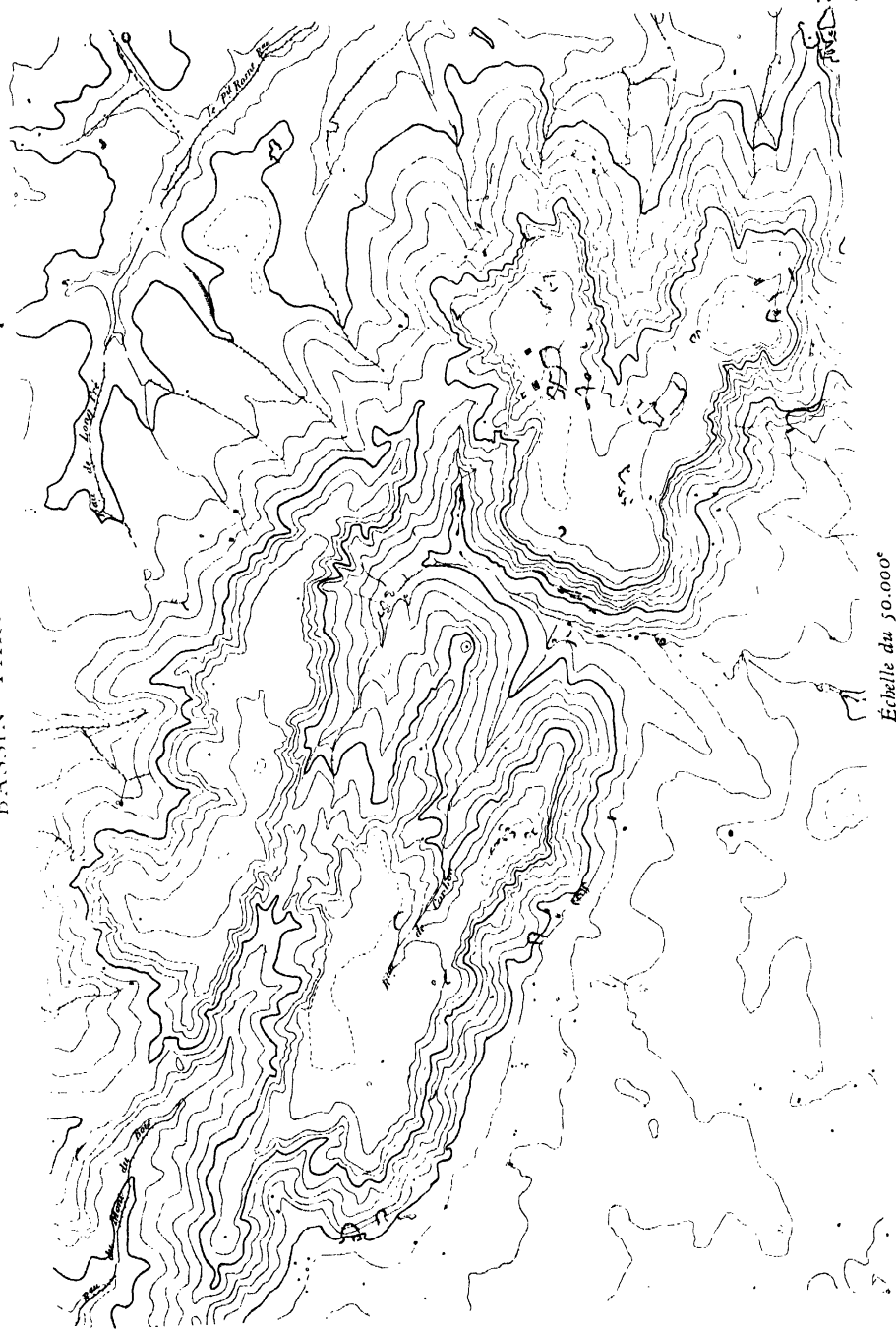
La falaise tertiaire n'est pas, à beaucoup près, comme les précédentes, découpée dans une masse de composition uniforme. Au calcaire grossier, qui occupe une partie de la hauteur, au-dessus de l'argile plastique, se superposent des couches d'étendue et de résistance très variables : les grès et les sables de Beauchamp, les marnes et calcaires de Saint-Ouen, des gypses, des argiles, etc... Comme le plongement vers le Nord-Ouest est beaucoup moins marqué que dans les parties supérieures du bassin, ces divers terrains dessinent par leurs affleurements à peu près des courbes de niveau sur la tranche, c'est-à-dire sur la falaise et dans les vallées qui entament toute la série. Le profil transversal des vallées s'établit en conséquence, avec des pentes rapides correspondant aux roches dures et des paliers plus ou moins inclinés correspondant aux argiles et aux marnes. Nous en donnons un exemple (**No 176**) pris sur le versant droit de l'évasement produit par l'entrée de la Marne. Le **No 185** montre l'ensemble de la région environnante.

Un autre caractère différencie essentiellement cette portion du plateau tertiaire des plateaux calcaires dont nous avons parlé jusqu'ici ; c'est que la partie supérieure, la surface même de la masse solide, est revêtue d'argile, et que par suite, aux contours fermes et aux pentes rapides ne correspond pas la surface sèche et modelée à la façon des plateaux calcaires. C'est une surface très peu mouvementée et très humide, que donne l'argile à meulière de Brie, et elle est elle-même souvent recouverte par une certaine épaisseur de graviers et de limons argilo-sableux ; on y rencontre de nombreux étangs. C'est le faciès des terrains imperméables.

Le plateau tertiaire présente, au point de vue géologique, des particularités qui ont une influence importante sur la topographie.

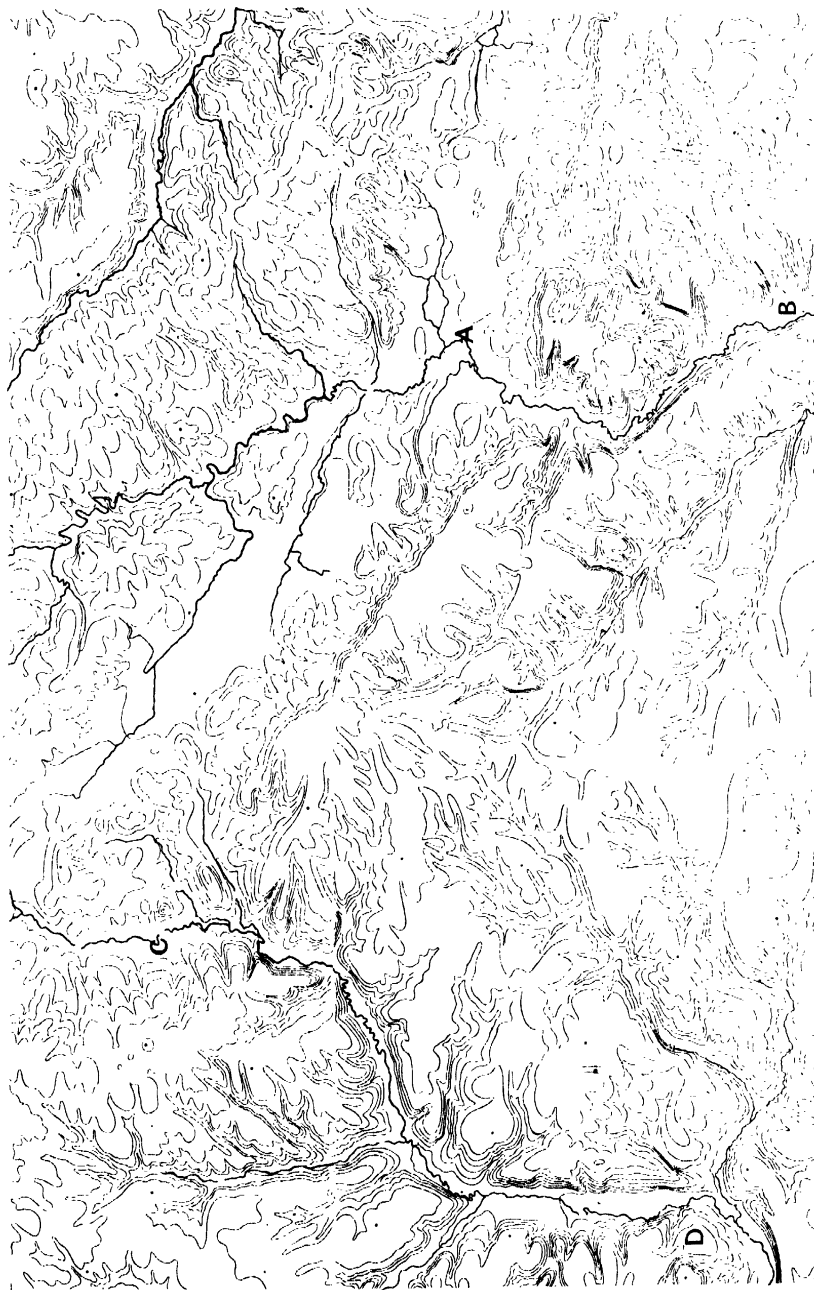
A l'examen d'une carte d'ensemble, ou mieux encore d'une carte géologique du Bassin tertiaire Parisien, telle que celle qui fut publiée à l'échelle du 300.000e par Raulin dès 1843, ou celle d'Edouard Collomb, datant de 1865, et basée sur la carte topographique au 320.000e du Dépôt de la Guerre, le fait suivant attire de suite l'attention :

Le grand plateau formé par le calcaire grossier, les grès de Beauchamp, et le calcaire de Saint-Ouen, que recouvrent les argiles à meulière de Brie, est découpé de sillons profonds, creusés par l'érosion, au fond desquels coulent la Seine et ses affluents, en un réseau ramifié et convergeant dans les conditions habituelles, normales, de confluence des cours d'eau installés dans des terrains non bouleversés par quelque cause tectonique.

Or, à ce plateau d'allures prévues se superposent des témoins de terrains

Échelle du 20 000e

Échelle du 50.000e

N° 177

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000e

plus récents qui affectent une allure différente, très régulière aussi, mais indépendante de celle des cours d'eau principaux. Ces terrains sont constitués par les sables et grès de Fontainebleau, les calcaires de la Beauce et d'autres assises encore qui viennent au-dessus. Ils forment de longues crêtes, ou des plateaux étroits, dirigés de l'Est à l'Ouest en obliquant vers le Nord, qui passent vers Villers-Cotterets, à Dammartin, vers Montmorency, Cormeilles ; puis des plateaux plus larges, celui de l'Hautil, celui de Rocquencourt et de la forêt de Marly. Enfin, au Sud de Versailles, Corbeil et Melun, leur masse, mieux conservée, se soude en un seul grand plateau, dont les découpures principales conservent la même orientation d'ensemble que les témoins rencontrés plus au Nord.

Le **N° 177**, extrait de la nouvelle carte de France au 50.000e, représente les hauteurs de Montmorency. La surface plane supérieure montre bien qu'il s'agit de témoins, de lambeaux d'un ancien plateau plus étendu. L'orientation persistante qu'on rencontre dans tous les témoins appartenant à ces mêmes couches est bien mise en évidence par le contour de cette surface.

Ces restes d'un plateau aujourd'hui en grande partie détruit et qui recouvrait le plateau éocène semblent indiquer que les terrains les plus récents du Bassin Parisien ont éprouvé des érosions beaucoup plus intenses encore que les formations plus anciennes, dont les dépôts ont été réduits en extension, mais ont du moins gardé à peu près leur continuité. Le sens dans lequel ces érosions se sont opérées est celui de la pente générale du bassin ; il est d'accord avec l'axe de la basse Seine, mais il n'a rien de commun avec les tracés de la Marne et de l'Oise qu'il coupe transversalement.

A l'époque où Belgrand poursuivait ses études hydrologiques sur la Seine, le sous-sol du Bassin Parisien, encore peu exploré, était mal connu. En l'absence de toute donnée qui pût lui permettre d'invoquer des raisons d'un autre ordre, l'éminent ingénieur avait vu dans l'orientation systématique des témoins l'indication de grands courants diluviens dirigés à peu près du Sud-Est au Nord-Ouest, ayant énergiquement balayé toute la surface du plateau. C'était une hypothèse que rien n'est venu confirmer.

Depuis les travaux de Belgrand, des explorations géologiques chaque jour plus nombreuses, des études plus précises et permettant de serrer les questions de plus près, ont fait connaître que les anciens plis hercyniens, sous le Bassin de Paris, possèdent la même orientation que les témoins en question et que ces plis se répercutent dans les couches récentes superposées. Suivant la théorie de M. Suess sur les *plis posthumes*, le plissement du Jura et des Alpes, influencé lui-même, plus au Sud, par l'ancien plissement hercynien, a entraîné le plissement des couches secondaires et tertiaires du

Bassin de Paris, dans une orientation conforme à celle du plissement hercynien du substratum, sans toutefois que nous puissions affirmer que les deux plissements se moulent l'un sur l'autre.

Pays de Bray. — L'accident du pays de Bray, déjà décrit par Elie de Beaumont, avait bien été étudié, mais comme un fait unique, isolé, par de Lapparent, en 1872 et surtout en 1879 (1). C'est un bombement anticlinal très marqué, passant au pli-faille, et dont l'érosion a fait disparaître la partie supérieure ; de sorte qu'il s'ouvre comme les anticlinaux à voûte démantelée du Jura. On lui donne souvent le nom de *boutonnière du pays de Bray*.

« Il se présente, dit de Lapparent, sous la forme d'une déchirure en boutonnière, au fond de laquelle le Jurassique apparaît au jour, perçant les dépôts crétacés. L'axe anticlinal, remarquablement rectiligne, orienté 130° à 134°, est situé tout près du bord septentrional de la déchirure, qui prend le plus souvent les allures d'une faille ou d'un pli très brusque (2). »

« C'est un soulèvement qui forme, sur l'un de ses versants, celui du Sud-Ouest, un dôme allongé et régulier, tandis que sur l'autre il est limité par une dislocation absolument rectiligne, tantôt pli brusque, tantôt faille, qui se poursuit sur au moins 80 kilomètres, sans parler de son prolongement au delà du Bray vers le Sud-Est.

» A partir du faîte topographique, entre Serqueux et Formerie, deux rivières s'échappent en sens inverse, suivant exactement le sillon qui jalonne la dislocation brusque, au pied de la falaise crayeuse. L'une, la Béthune, coule vers la Manche sans dévier un seul instant de sa direction ; l'autre, le Thérain, chemine en ligne droite, dans le même sillon, pendant 15 kilomètres, et s'il l'abandonne, vers Songeons, c'est pour reprendre ensuite, avant Beauvais, une direction exactement parallèle, déterminée par un pli synclinal.

» Au contraire, sur le versant régulier du dôme, on voit apparaître deux rivières, l'Epte et l'Andelle, qui cheminent assez longtemps, surtout la première, dans des vallées monoclinales d'érosion, jusqu'à ce qu'elles réussissent à sortir du Bray par des coupures transversales (3). »

En somme, il s'agit d'un anticlinal faillé, vidé par l'érosion, et se développant sur une étendue de 80 kilomètres. Le pli, très net, est déjeté vers le

---

(1) De Lapparent. — *Note sur le soulèvement du pays de Bray. Bulletin de la Société géologique de France* (1871-1872). — *Le Pays de Bray. Mémoire pour servir à l'explication de la carte géologique de France*, 1879.

(2) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(3) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique*.

Nord, côté où il passe à la faille longitudinale ; mais le flanc le plus régulier et le mieux conservé, celui du Sud-Ouest, est peu incliné sur l'horizon. De ce côté, les altitudes de la crête formée par la première voûte ouverte varient de 200 à 230 mètres et elles sont encore de 100 à 130 à 10 kilomètres au Sud-Ouest, ce qui représente une pente moyenne de 1 o/o seulement pour la surface de l'argile à silex recouvrant la craie, qui se taille en escarpement au bord de la fosse anticlinale.

Cet escarpement est bien marqué. Au-dessous viennent les étages moins solides des premières couches crétacées inférieures, puis le calcaire portlandien, puis les marnes kimméridiennes ; et naturellement, c'est, comme toujours, sur les argiles et les marnes des vallées anticlinales que coulent les ruisseaux. La Béthune et le Thérain drainent ces vallées dans le sens de la longueur.

L'Epte et l'Andelle doivent fixer particulièrement l'attention, au point de vue des formes topographiques, parce qu'elles donnent, dans des dimensions moyennes, la démonstration de l'identité du mode de formation des festons calcaires, sur les flancs des anticlinaux, avec les découpures des plateaux en bastions séparés par les évasements des vallées qui abordent les falaises. La crête calcaire présente, aux points où l'Epte A B et l'Andelle C D la traversent, deux évasements de la forme décrite, tous deux très clairement marqués et proportionnés à l'importance relative des deux vallées (**N° 178**). L'action régressive de ces deux rivières, qui sont venues couper le crêt calcaire et capturer quelques portions des cours d'eau parallèles à l'axe de l'anticlinal, est très évidente.

Failles et plis. — La faille du Bray est parallèle à une autre, également connue depuis longtemps, qui suit et probablement détermine la direction de la vallée de la basse Seine, abstraction faite des méandres. Cette circonstance vient à l'appui de la conception d'un fleuve primitivement rectiligne, transformé en fleuve à méandres systématiques à la suite de changement de régime.

« Les fractures longitudinales, dit M. Haug, suivent la direction générale des plissements ; on est, pour cette raison, exposé à les confondre facilement avec des plis-failles.

» La faille de Rouen est une des plus importantes dislocations du Bassin de Paris ; on la suit depuis Maromme jusqu'à Versailles sur une longueur de plus de 120 kilomètres. Elle est sensiblement parallèle à la direction générale des plis qui, dans la région, ont affecté les terrains crétacés et tertiaires, c'est-à-dire N.-O.—S.-E. (1). »

(1) Haug. — *Traité de Géologie.*

Ce sont surtout les nombreux travaux d'Hébert, de 1862 à 1875, sur les ondulations de la surface de la craie dans le Bassin de Paris, qui ont conduit à reconnaître l'existence de faisceaux de plis parallèles, en concordance avec les anciens plis hercyniens. Depuis lors, tout ce qui est acquis à ce sujet, coordonné par M. Dollfus, a fait l'objet de travaux publiés d'abord en 1890, puis en 1900, sur la structure géologique de cette région.

Les géologues qui ont étudié ces questions, plus spécialement en ce qui concerne le Bassin de Paris, reconnaissent que « les plis se sont formés progressivement, par suite de mouvements continus ou au moins lentement superposés (1) ». Ainsi certains plis étaient déjà marqués dans les dépôts crétacés avant qu'ils ne fussent recouverts par les dépôts tertiaires, lesquels se sont trouvés plissés à leur tour par la continuation du même phénomène.

Résumant les données qu'on possède sur les plissements du Bassin Parisien, « on voit, dit le commandant Barré, que l'on peut grouper ces ondulations en trois faisceaux comprenant chacun un certain nombre de plis synclinaux et anticlinaux et séparés par deux synclinaux plus importants que les autres, qui correspondent grossièrement aux vallées de la Somme et de la basse Seine. Il est probable que cette disposition d'ensemble s'est esquissée dès le début des mouvements de plissement et que ce n'est que progressivement que les ondulations secondaires se sont différenciées dans chaque faisceau. Il est à noter également qu'en certains endroits les ondulations ont fait place à des cassures (2) ».

M. Dollfus décrit quatre grands faisceaux de plis longitudinaux, dirigés S.-E. - N.-O. Il observe les axes des plis alternativement anticlinaux et synclinaux, depuis Châteaudun et Beaugency jusque dans le Boulonnais, jusqu'au cap Gris-Nez, en passant, bien entendu, par le plateau tertiaire parisien. Puis il décrit un système de plis perpendiculaires, mais beaucoup moins accusés, consistant surtout en des abaissements et des relèvements graduels des axes du système précédent. Ils ne sont pas, cependant, sans influence sur la topographie, car l'axe du Loir, par exemple, passe par Poissy et le cours de l'Oise; d'autre part, la vallée de la Marne, dans son cours inférieur, se conforme à l'axe de l'Ourcq, etc...

Nous ne saurions suivre pied à pied le tracé de ces axes, très nombreux, des deux systèmes conjugués, dont l'influence est certaine, mais qui ne se traduisent pas tous, sur la totalité de leur longueur, par des accidents topo-

---

(1) MARCEL BERTRAND. — *Sur la continuité du phénomène de plissement dans le Bassin de Paris. — Bulletin de la Société géologique de France*, 1892.

(2) BARRÉ. — *L'Architecture du sol de la France.*

graphiques. S'il en était ainsi, il en résulterait en effet une disposition en damier ou en quadrillage, qu'on ne reconnaît pas dans les accidents du sol.

Sur la carte jointe à l'étude publiée en 1900 par M. Dollfus dans les *Annales de Géographie*, entre Chartres et Beauvais, pour ne parler que de la région qui nous occupe actuellement, on ne compte pas moins de dix axes synclinaux et neuf anticlinaux se succédant à peu près parallèlement du N.-O. au S.-E.

L'anticlinal du Bray, suivant M. Dollfus, se prolonge par Précy-sur-Oise, « Survilliers, Dammartin, Meaux, passe en Brie par une ligne de points hauts situés entre les vallées du Grand-Morin au Sud et du Petit-Morin au Nord, etc... ». C'est donc cet anticlinal qui donne les témoins de Montmélian, Dammartin, et des environs de Meaux. Cependant M. Dollfus estime que « les collines alignées qui ont été respectées sont ordinairement situées dans des synclinaux ou blotties sur le versant d'un anticlinal protecteur ; de telle sorte que dans la cuvette parisienne, les points orographiquement les plus élevés et qui montrent les terrains tertiaires les plus récents à la cote la plus haute sont originairement et géologiquement des points bas. Les véritables points hauts ont été complètement dénudés (1) ».

Peut-être ceci serait-il discutable ; car si le démantèlement des anticlinaux, de préférence aux synclinaux, s'explique facilement quand il s'agit d'anticlinaux aigus, il n'en est pas tout à fait de même dans le cas de larges ondulations comme celles dont il est ici question. Toutefois, on peut admettre que le plissement s'est effectué sous l'eau, alors que la mer recouvrait le bassin tertiaire. Dès lors, le mouvement d'émersion ayant été très lent, les anticlinaux ont pu surgir tandis que les synclinaux restaient immergés, et se trouver soumis aux agents d'érosion longtemps avant l'émersion des synclinaux. Ce serait une explication.

Mais M. A. Vacher (2) fait remarquer que « le tracé des lignes anticlinales proposé par M. Dollfus coïncide en général avec celui des points avancés que dessine le talus crétacé dans la direction du Sud ; au contraire, les angles rentrants du talus amorcent le passage des synclinaux... Si cette construction est exacte, il s'ensuit que les couches récentes ont mieux résisté sur l'emplacement des anticlinaux que sur l'emplacement des synclinaux. Les constatations faites jusqu'ici et généralisées sous forme de loi sont inverses : dans tout pays ondulé, les couches récentes disparaissent d'abord des régions anticlinales ».

---

(1) DOLLFUS. — *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. Annales de Géographie*, 1900, n° 48.

(2) A. VACHER. — *Le Berry.*

Pour M. Gallois, au contraire, les témoins du calcaire de Beauce au Nord de Paris jalonnent les synclinaux des plis tertiaires et il y a inversion du relief (1), mais il ajoute : « Visiblement les témoins sont les vestiges du plateau supérieur démantelé par les eaux. Quand on examine du haut de la butte de Sannois la dépression qui la sépare du massif de Montmorency, rien ne la distingue, comme aspect, de la vallée de la Seine qui est au Sud. Et c'est bien en effet une vallée qu'on a sous les yeux, mais une vallée ancienne, du niveau de la terrasse d'Ivry. Les alluvions en occupent encore la partie orientale, et l'on suit très bien sur la carte, toujours au même niveau, leur large traînée, qui par le Nord des hauteurs de Montfermeil et de Vaujours va rejoindre la Marne en aval de Meaux (1). »

Il s'agirait donc d'un grand courant parallèle à la Seine ?... Et de quel courant ? Il semble que nous nous rapprochions de l'ancienne hypothèse de Belgrand, et la question au lieu de s'éclaircir se complique ; la solution s'éloigne. Mais les complications ne s'arrêtent pas là, et nous verrons tout à l'heure qu'il y a encore une autre raison, une raison lithologique, pour justifier la forme et l'orientation des témoins.

Quoi qu'il en soit, M. Dollfus reconnaît, comme l'avait déjà fait Hébert, « la superposition de deux systèmes successifs de ravinements qui diffèrent autant par leur âge que par les moyens d'action qui les ont produits ». Dans un premier travail d'érosion, travail régional, les eaux ont obéi très exactement aux grandes lignes de direction que leur imposaient les plissements, les matériaux détritiques qui couvrent les plateaux sont *d'origine locale*. Puis, ultérieurement, aux eaux du bassin tertiaire se joignirent des eaux plus éloignées, le niveau de base s'abaissa, les plateaux éocènes furent entamés et les matériaux détritiques d'origine lointaine furent transportés dans les vallées profondes qui découpent les couches éocènes (2).

D'autre part, il n'est nullement douteux que le plateau tertiaire s'est étendu beaucoup plus loin qu'aujourd'hui. Pendant que sa surface se modelait par les érosions locales, le travail des eaux venant de tout le reste du bassin en amont se poursuivait aussi, créant et faisant reculer la falaise tertiaire avec un relief de plus en plus accentué. Enfin, il faut encore penser aux oscillations ainsi qu'aux transgressions et régressions qui résultaient de ces oscillations, de sorte que le problème est, à l'examen, beaucoup plus compliqué qu'il ne paraît au premier abord.

---

(1) GALLOIS. — *Excursion géographique autour de Paris et dans le Morvan. Annales de Géographie*, 1907, n° 88.

(2) DOLLFUS. — *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie. — Passim.*

Oscillations. — D'après le résumé qu'en donne Barré, les diverses phases d'immersion et de retrait de la mer se sont terminées par une dernière invasion marine venant de l'Ouest, dans la direction Nantes-Orléans, qui a marqué la période miocène; « cette immersion miocène a été accompagnée d'un mouvement de bascule, vers le Sud, de la partie centrale de la région parisienne. En raison de ce mouvement, les couches tertiaires marines ou lacustres déposées pendant les phases successives ont pris un certain plongement vers le Sud. C'est cette simple modification architecturale qui a déterminé les traits essentiels de la nappe tertiaire. Grâce à elle, le terrain a été de plus en plus découpé par l'érosion à mesure qu'on s'élève vers le Nord, de telle sorte qu'on voit apparaître des couches de moins en moins jeunes à mesure qu'on s'éloigne d'Orléans, l'apparition de chacune d'elles imprimant une physionomie nouvelle au pays parcouru. Grâce à elle encore, on voit le relief dessiner une série d'alignements Est-Ouest, correspondant à la mise en évidence des parties dures du sol...

» Le même mouvement de bascule a exercé son influence sur la constitution du réseau hydrographique propre à la nappe tertiaire. Celui-ci a comporté des cours d'eau conséquents, dirigés suivant les lignes de plus grande pente, et des cours d'eau de direction sensiblement Est-Ouest, dont certains ont été localisés par des ondulations tertiaires. Mais ce réseau hydrographique local est resté à l'état d'ébauche et s'efface forcément devant celui qui vient de la zone secondaire et dont il n'est que tributaire. Ce dernier, après s'être prolongé vers l'Ouest durant les diverses phases de l'ère tertiaire, s'est enfoncé peu à peu dans le sol pendant le mouvement de bascule qui en a marqué la fin, découpant ainsi la masse tertiaire en grands secteurs, à l'intérieur desquels se développent les différents éléments du réseau hydrographique propre à cette nappe. »

Ainsi, deux ordres de raisons ont été invoqués pour expliquer les témoins et leur allure remarquablement régulière indépendante du réseau hydrographique général : 1° Des courants orientés S.-E.—N.-O., épousant, par conséquent, les ondulations de la surface ; 2° des mouvements d'abaissement progressif vers le Sud-Ouest, c'est-à-dire dans une direction perpendiculaire à la précédente.

La réalité de ces derniers n'est pas douteuse, puisque les couches de moins en moins anciennes s'échelonnent à la surface en allant du N.-E. au S.-O. Mais, si le fait est certain, suffit-il pour justifier la façon toute particulière dont ces couches ont été découpées ?

On sait qu'à une époque où la partie centrale du Bassin Parisien était encore recouverte par l'eau, et ensuite émergée depuis peu, le plus impor-

tant des fleuves qui de la périphérie se dirigeaient vers le centre venait du Sud, et de beaucoup plus loin que la Seine et l'Yonne actuelles (1) ; on en a la preuve par les traces sur le plateau tertiaire d'un transport considérable d'alluvions granitiques. Nous avons vu que, d'après la démonstration donnée par M. Dollfus, toutes les eaux du bassin supérieur de la Loire passaient par cette route, c'est-à-dire, en dernier lieu, par le synclinal de la Seine prolongé par le Loing, et par l'Yonne.

La Seine actuelle n'aborde pas normalement le plateau tertiaire ; elle le longe de Nogent à Montereau, et ce n'est qu'après avoir reçu l'Yonne, puis le Loing, qu'elle l'entame. La Seine depuis Nogent, et même depuis Anglure, où passe l'Aube, est donc un cours d'eau de vallée monoclinale, qui rejoint la principale direction, celle du Loing prolongée par la haute Loire. La forme d'ordinaire si constante de l'entrée dans la zone calcaire est très modifiée pour la Seine, dans ces conditions. En effet, lorsqu'elle rencontre la vallée du Loing, celle-ci est déjà creusée dans l'épaisseur des calcaires de Beauce et des assises sous-jacentes. L'évasement se trouve plutôt à la jonction de la Seine et de l'Yonne, toutes deux établies sur la craie et longeant, l'une sur sa rive droite les calcaires de la Brie et de Saint-Ouen, l'autre, sur sa rive gauche l'argile plastique, les calcaires de Beauce, les grès et les sables de Fontainebleau.

Sables et grès de Fontainebleau. — Les découpures de cette formation des grès et sables de Fontainebleau présentent de nombreuses dispositions linéaires d'un parallélisme très remarquable et concordant avec les ondulations générales du plateau tertiaire. On les trouve répétées à court intervalle surtout dans la forêt de Fontainebleau, dont elles constituent le principal caractère topographique. Or, il a été constaté que cette disposition n'est pas due, comme on l'avait cru d'abord, à des érosions par des courants d'eau dirigés de l'Est à l'Ouest, mais bien à ce que les couches supérieures des sables de Fontainebleau ne se trouvent agglomérées en grès que par bandes affectant cette orientation. Le plateau a résisté là où les bandes solides existent, il a disparu dans les intervalles où elles étaient séparées par du sable. Ce sable s'étendant sous les bancs de grès, lesquels n'ont que quelques mètres d'épaisseur, ces bancs ont été souvent sapés par la base, et le grès s'est disjoint, écroulé en blocs sur les pentes sableuses qu'il a ensuite recouvertes et protégées contre l'érosion.

Le colonel Romieux, dans une note publiée en 1888, fait connaître que

---

(1) Voir pages 413 et 430 à 432.

de nombreuses mesures d'orientement des diaclases (1), dans la région de Fontainebleau, jointes aux mesures effectuées antérieurement par Daubrée, lui ont permis de confirmer les indications déjà données par ce savant, à savoir que dans le calcaire de Beauce, le grès et le calcaire de Brie, les cassures se groupent très généralement autour de deux axes grossièrement orthogonaux, dont le mieux caractérisé est parallèle à la principale dimension des bancs de grès, s'infléchissant vers le Nord quand on se dirige vers l'Ouest. Les joints d'une certaine hauteur sont souvent hélicoïdaux plutôt que plans, et d'accord, comme direction, avec les inflexions des strates, dénotant une sorte de torsion.

Sur la rive droite de la Seine, les sables et grès de Fontainebleau ont presqu'entièrement disparu ; on ne peut donc pas affirmer que la disposition des grès en bancs longitudinaux et parallèles aux ondulations du bassin s'y poursuivait partout. Mais les témoins, qui possèdent tous cette orientation générale, sont précisément couronnés par cette formation à Villers-Cotterets, sur la ligne de Meaux à Survilliers, à Montmorency, à l'Hautil, autour de Versailles, etc... Il paraît donc assez probable que leur disposition si spéciale vient en partie, ou a été aidée, par l'alternance des bancs de grès et des sables et par les inégales résistances que les bancs de grès ont opposées aux érosions.

Il reste maintenant à dire pourquoi le sable de Fontainebleau s'est aggloméré par bandes parallèles, laissant entre elles des bandes non agglomérées. Nous en trouvons l'explication dans une étude très complète du commandant Barré, sur le relief de la forêt de Fontainebleau, publiée dans les *Annales de Géographie* (2). Cette étude nous montre d'abord le sable de Fontainebleau affecté d'ondulations suivant l'orientation générale des plissements. Les bancs de grès occupent les parties hautes de ces ondulations. Les dépressions ont été remplies par le calcaire de Beauce dont le dépôt s'est étendu par-dessus les sables et les grès. Les érosions ont ensuite usé la couche calcaire. Les bandes gréseuses, lorsque leur niveau a été atteint, se sont trouvées séparées par des bandes calcaires ; grès et calcaires reposant sur le sable, le grès vers le sommet des ondulations, le calcaire dans les dépressions. Les diaclases, concordant avec le sens des ondulations, ne sont pas étrangères à l'érosion et paraissent, comme il arrive si souvent, y avoir joué un rôle directeur. Les eaux coulant à la surface du

(1) ROMIEUX. — *Note sur les directions des lithoclases aux environs de Fontainebleau et leurs rapports avec les inflexions des strates.*

(2) BARRÉ. — *Le relief de la forêt de Fontainebleau. Annales de Géographie*, 1902, n° 58.

calcaire de Beauce, en se conformant aux directions des cassures et de leurs petites dénivellations, étaient appelées à un niveau de base assez bas, celui de la Seine. Pour arriver à ce niveau de base, elles ont dû entamer toute l'épaisseur du calcaire et atteindre les sables. « Les thalwegs qui rencontrèrent les sables ne purent manquer de prendre rapidement une importance prépondérante, tandis que ceux qui vinrent se heurter aux bandes gréseuses furent arrêtés dans leur développement (1). » C'est à partir du moment où l'érosion s'est étendue dans les sables que les bancs de grès ont été en partie privés de leur soutien par le soutirage latéral, et se sont éboulés sur la pente. Le sol se trouve donc actuellement composé de bandes parallèles formant des plateaux gréseux et calcaires séparés par des vallons sableux.

Les bancs de grès sont, en général, à ciment siliceux, attribué à la circulation d'eaux siliceuses à un certain niveau, pénétrant les sables *latéralement*. M. Cayeux a montré que ce sont d'énormes concrétions résultant de la substitution de la silice contenue dans les nappes d'infiltration aux sables calcaires plus abondants dans certaines parties de la masse.

« Nous imaginerons qu'il s'est établi à un certain moment comme des lagunes ou des étangs, dans les parties creuses du relief, et que sous leur influence une sorte de niveau hydrostatique général a permis aux grès de se former lentement dans l'épaisseur des rides sableuses, pendant que le fond des lagunes, rapidement colmaté, recevait le dépôt des premières couches de calcaires de Beauce (1). »

Quant à l'origine même des ondulations, elle est discutée. Nous avons vu qu'une opinion leur attribue une cause tectonique ; elle est contestable, parce que dans ce cas, les ondulations devraient se retrouver au-dessous dans les couches de la Brie. Or, paraît-il, on ne les y rencontre pas. Et cependant, ces ondulations et leurs diaclases observées dans les parties dures s'accordent bien avec la direction des plissements du Bassin Parisien. Une autre opinion, celle de M. Dollfus, est qu'il y a lieu de voir dans ces ondulations des groupes de dunes. C'est à cette opinion que se range Barré, en ajoutant « toutefois, la question ne nous semble pas encore complètement résolue ».

Si nous nous sommes un peu longuement étendu sur ces questions, c'est afin de montrer une fois de plus combien le champ des hypothèses est largement ouvert et à quel point la discussion s'impose, dès qu'on sort de

(1) Barré. — *Le relief de la forêt de Fontainebleau. Annales de Géographie*, 1902, n° 57.

l'examen local des détails topographiques considérés *en eux-mêmes*. Mais on voit en même temps combien cet examen local est insuffisant à lui seul pour expliquer les formes du terrain. Dans un très grand nombre de cas concrets, l'application pure et simple d'un mécanisme de détermination de *forme élémentaire* ne donne aucune compréhension des raisons réelles de l'existence de ces formes sur tel point plutôt que sur tel autre, et il faut nécessairement recourir à la tectonique et à l'histoire géologique de la région pour en avoir la clef, ou du moins *pour rechercher cette clef*, car on n'arrive malheureusement pas toujours à résoudre les problèmes nombreux qui se posent. La discussion de la topographie du plateau tertiaire met ces conditions et leurs difficultés bien en évidence.

Par suite du plongement général de toutes les formations du bassin vers le Nord-Ouest, la falaise qui limite la nappe tertiaire sur les plaines de la craie décrit une courbe concentrique, parallèle à celles des falaises secondaires ; mais cette falaise, au lieu d'être comme les précédentes d'une nature uniforme sur toute son étendue, est constituée par des assises qui affleurent successivement en allant du Nord au Sud. Cette disposition résulte du plongement vers le Sud particulier aux couches tertiaires. Les espaces occupés par ces couches s'échelonnent, la formation la plus ancienne étant celle qui se montre le plus au Nord. C'est la conséquence du mouvement de bascule qui a d'abord relevé la cuvette crétacée du côté du Nord en l'abaissant du côté du Sud, puis réduit progressivement, du Nord au Sud, pendant la période tertiaire, l'espace occupé par les eaux. Il y a donc eu un double mouvement.

Région crétacée. — Dans la partie septentrionale du Bassin Parisien, c'est-à-dire sur la rive droite de la Seine, dans le pays de Caux, jusqu'à la mer et jusqu'au Boulonnais inclus, la craie est revêtue d'une couche tertiaire d'argile à silex, toujours recouverte elle-même sur les parties hautes par une couche de limon. La puissance du limon atteint plusieurs mètres, mais elle n'est pas uniforme; elle diminue vers le Nord et l'Ouest. Ce limon est argileux, et son effet sur les formes topographiques s'ajoute à celui de l'argile à silex, qui tapisse tout le plateau avec une épaisseur variable, pouvant aller jusqu'à 30 mètres. On estime que cette argile provient de la dissolution sur place de la craie et de la destruction des formations éocènes qui l'ont recouverte (1). Cette constitution du sol donne aux formes topogra-

(1) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille d'Yvetot.

phiques des caractères mixtes ; très constants, en raison de la concordance, presque du parallélisme, de la surface avec les plans de stratification, mais dans lesquels domine surtout l'influence de la masse calcaire perméable.

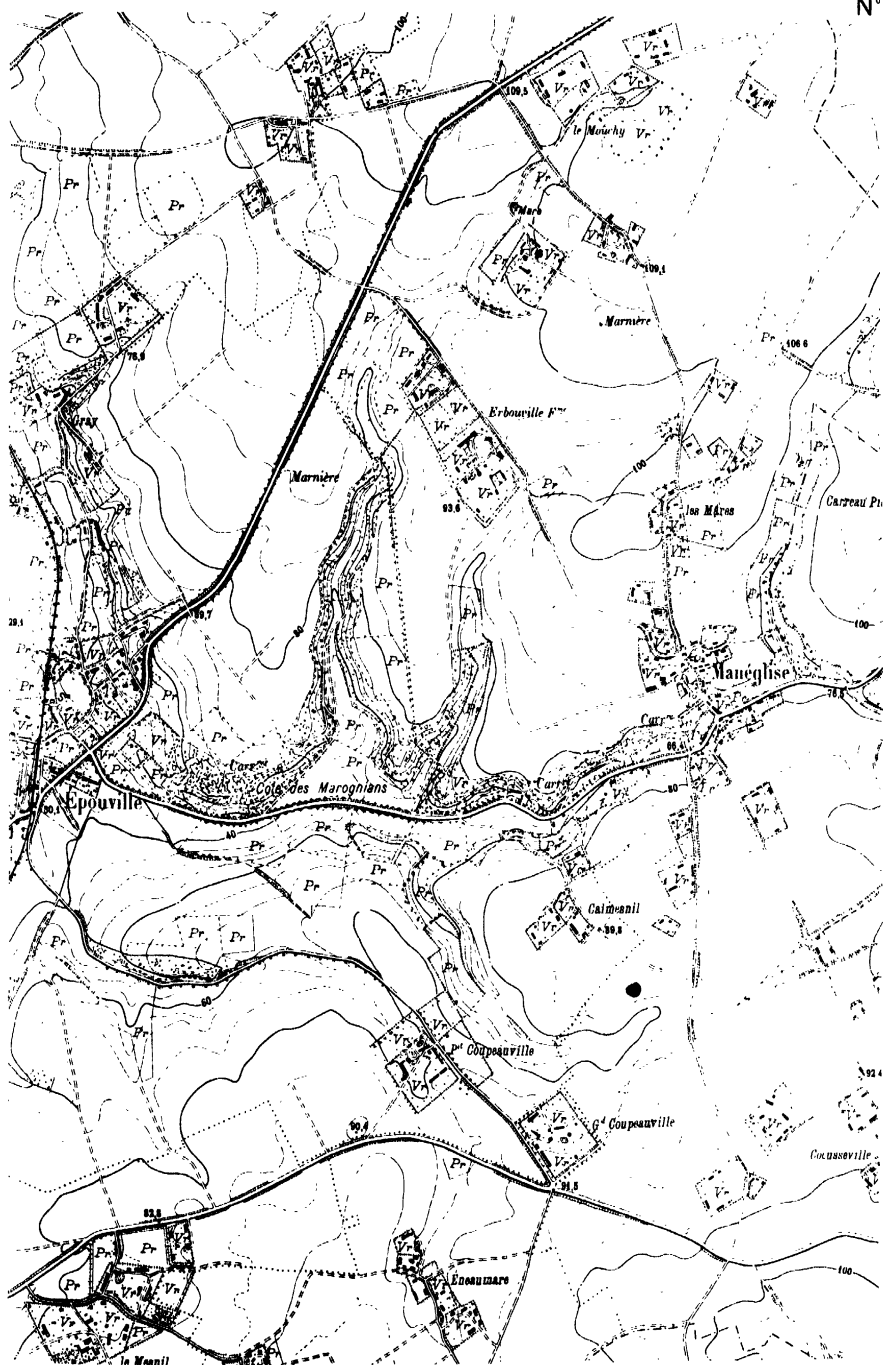
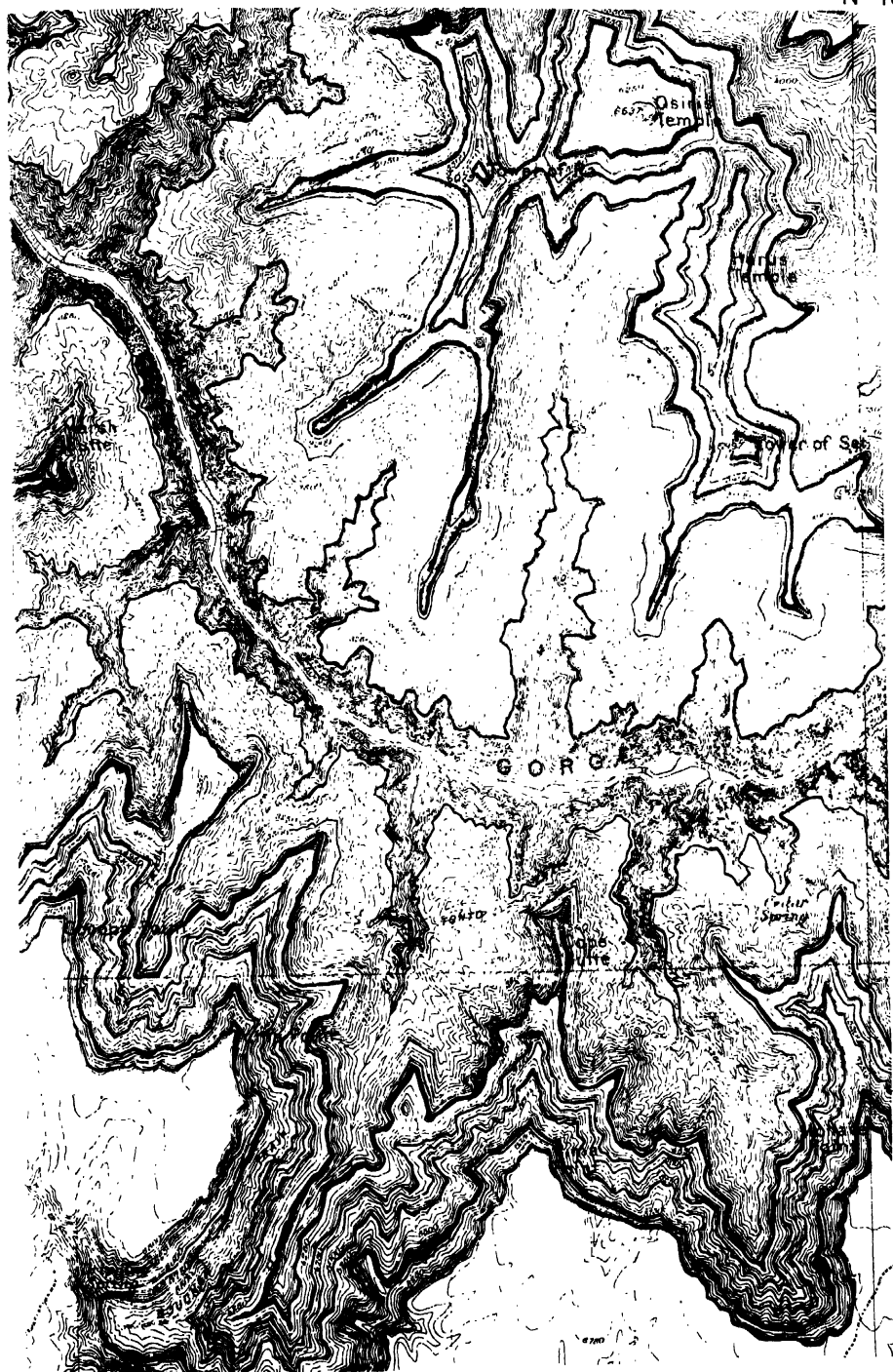
Le **N° 179** en donne un exemple. On voit le plateau très découpé de vallons secs, en fond de bateau. Les rivières sont assez rares, ayant peu d'affluents ; les versants sont convexes, avec des pentes souvent très rapides et brusques pour les anciennes berges, lorsque le creusement dépasse les couches supérieures et se poursuit dans l'épaisseur de la craie blanche.

La rivière type de ce terrain est la Somme. Voici ce qu'en dit de Lapparent : « Son bassin, remarquablement homogène, est formé de craie, presque exclusivement même de craie blanche, avec une légère couverture de limon et de bief à silex sur les plateaux. Le peu de ruissellement qui est susceptible de se produire par l'effet de cette couverture argileuse n'a pas assez de puissance (en dehors des cas exceptionnels de trombes), pour se faire sentir jusque dans la vallée. Aussi, de tous les cours d'eau connus, la Somme est-elle un de ceux dont le débit est le plus constant, la différence n'étant que de 1 à 4 mètres entre le volume d'étiage et celui des crues. Sa limpidité ne se dément jamais, et les suintements du pied des versants, assez analogues à ceux de la Champagne, ont engendré une puissante végétation tourbeuse, dont la culture a seule arrêté le progrès (1). »

A partir de la région Montdidier, Saint-Quentin, Laon, la craie blanche, avec ses couvertures d'argiles plus ou moins continues et plus ou moins découpées par les anciens ruissellements, disparaît peu à peu sous les assises éocènes. Ce sont d'abord des couches d'argile plastique, puis de sable et de calcaire grossier, recouvertes en partie par le limon des plateaux, qui se présentent en témoins isolés sur les parties hautes. L'argile plastique, dans laquelle s'intercalent des bancs de grès, donne des terrasses à formes indéterminées et mamelonnées (2). Au-dessus viennent les sables calcaires du Soissonnais, et enfin les bancs solides du calcaire grossier, passant parfois à la dolomie, qui donnent des profils fermes et même souvent très escarpés.

Conformément à tout ce que nous avons vu précédemment, la présence de l'argile plastique, et aussi des sables, entre deux dépôts calcaires importants, a facilité le décapage de la surface du calcaire inférieur, le sapement du calcaire supérieur, la formation d'une falaise et le recul de celle-ci. Aux environs de Noyon et de Noyon à Tergnier, le bord du plateau tertiaire est

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

(2) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille de Montdidier.

Échelle du 20.000e

SS SIEN

ll du 20 000e

ASSIN RISIEN

Échelle du 20.000e

N° 181

Éche 20

ÉTATS-UNIS — COLORADO

N° 182 BIS

Échelle du 50.000ᵉ

ETATS-UNIS — COLORADO

Échelle du 50.000e

BASSIN PARISIEN

A
C
B
D
E
S
G
F
H

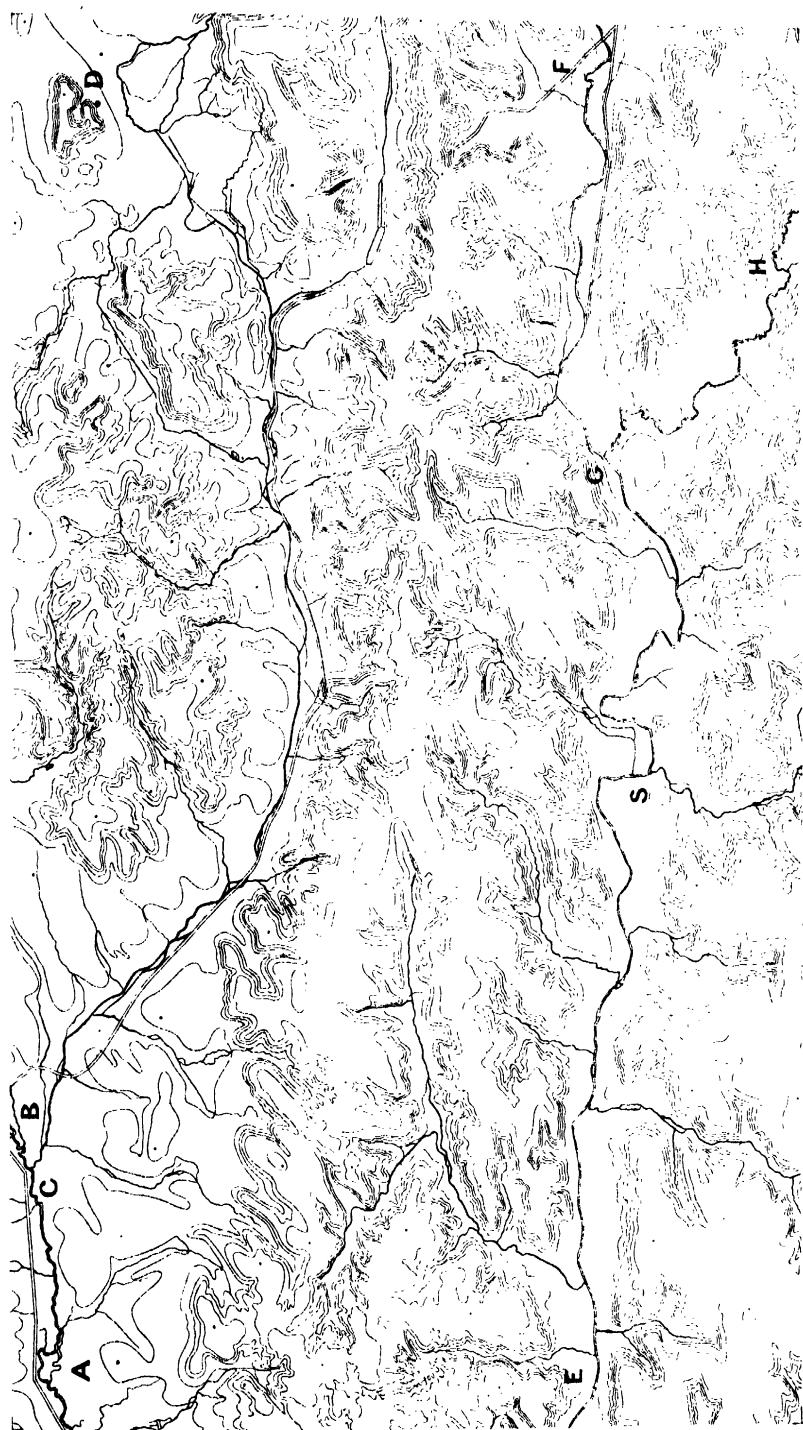
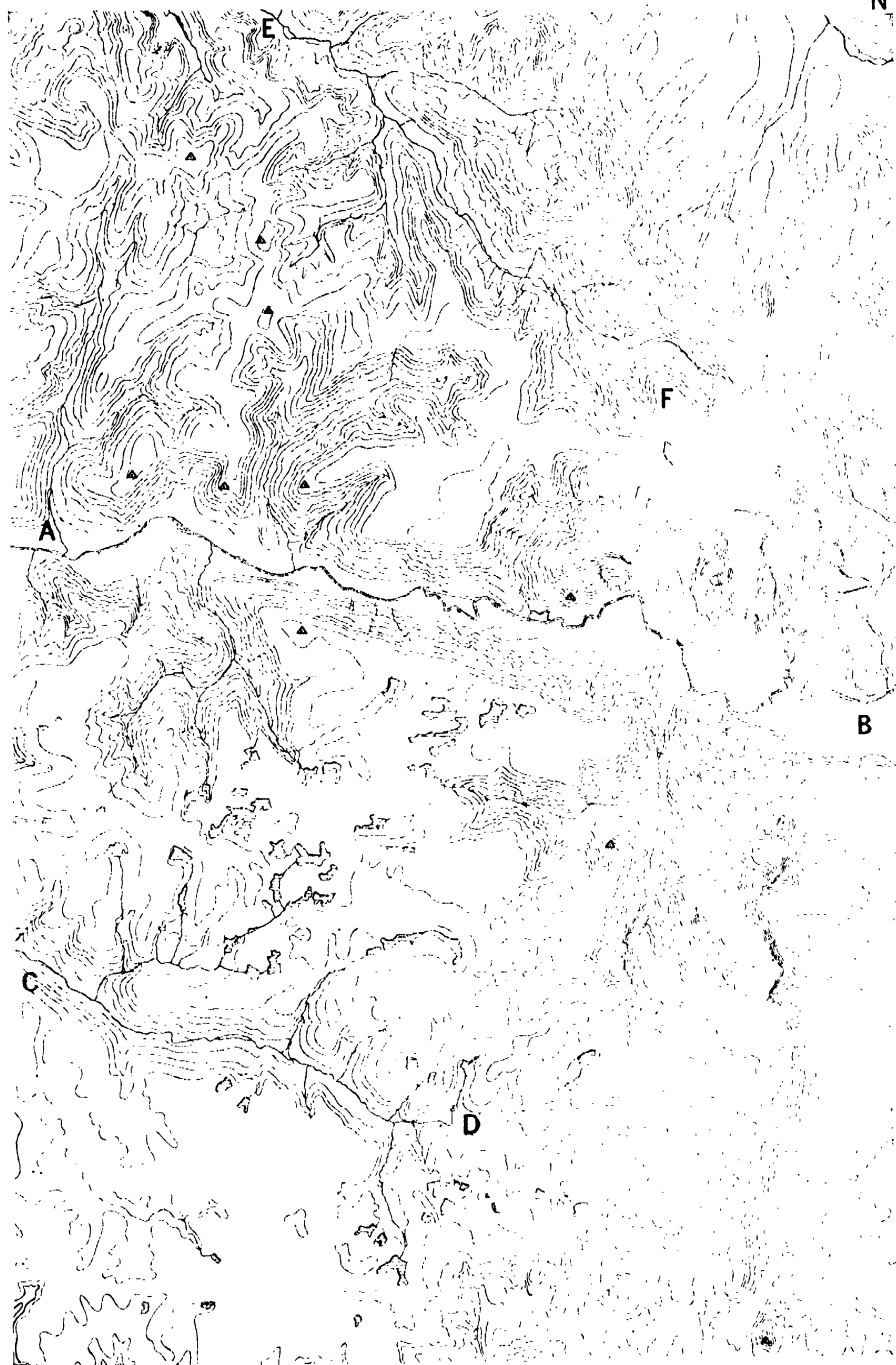
Échelle du 200.000e

N° 183

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000ᵉ

BASSIN PARISIEN

Nº 185

Échelle du 200.000ᵉ

extrêmement découpé, précédé de témoins considérables à contours capricieux; c'est l'évasement de l'entrée de la vallée de l'Oise.

Cette vallée entame la craie sur une largeur à peu près constante de 1.500 mètres entre ses versants debout, elle est bien *calibrée* et par conséquent son fond actuel représente l'ancien lit majeur et les versants debout les anciennes berges. Le fond, rempli par les alluvions, est naturellement convexe, suivant la règle, et la rivière s'accompagne en conséquence de nombreux bras et de fausses rivières. Les alluvions sont limoneuses et non tourbeuses, parce que l'Oise ne prend pas naissance sur la craie; elle ne fait que la traverser sur un assez faible parcours; en amont elle a un bassin supérieur dans le Lias et les schistes dévoniens de l'Ardenne. La vallée de la Serre, son affluent de gauche, exactement semblable et de même largeur, possède un fond tourbeux parce que la Serre coule entièrement sur la craie.

Calcaire grossier. — L'argile plastique et les assises sableuses qui l'encadrent donnent à la base du calcaire grossier un niveau de sources très déterminé, des ruisseaux dans tous les vallons, des fonds en prairies, même en marécages. L'affleurement des strates dessine à peu de chose près des courbes horizontales. Par suite, les escarpements, les pentes douces, les terrasses qui correspondent aux diverses natures de couches, se reproduisent sur la falaise et sur les témoins partout à la même hauteur; le profil est constant.

Les découpures du calcaire grossier paraissent uniquement commandées par l'action de l'eau, qui met ce calcaire en surplomb en délitant à la base les sables et l'argile. C'est un cas où s'applique entièrement et à l'exclusion de toute autre l'explication de MM. de La Noë et de Margerie, en ce qui concerne les arcs de cercle des rentrants, de rayon plus ou moins grand suivant le plus ou moins d'épaisseur de l'argile de la base (1). L'exemple cité par les *Formes du Terrain* a d'ailleurs été choisi dans un plateau des environs de Laon et de Soissons (2).

Nous en donnons quelques autres spécimens.

Ce qui est très frappant dans les découpures de la falaise, comme on peut s'en rendre compte à l'examen des **Nos 180** et **181**, c'est cette forme polygonale à côtés concaves qui caractérise très souvent le tracé de l'escarpement calcaire, forme qui provient clairement de l'érosion régressive en cônes dans les argiles du soubassement. Ces évidements coniques qui déterminent les lignes concaves des bords du plateau se touchent et même se coupent parfois, et il en résulte des promontoires d'un aspect très particu-

(1) Voir pages 155 et 156.
(2) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain*, p. 129, pl. XXXVI.

lier (1). Dans les vallées qui divisent l'intérieur du plateau (**N° 182**), on voit encore des vallons coniques semblables, produits par les mêmes causes ; mais en même temps, les directions des vallées étant déterminées par le sens général de la pente de la surface supérieure, les formes anguleuses avec côtés concaves *en plan* sont plus rares, les versants deviennent plus naturellement convexes *en profil*, avec croupes arrondies *en plan*, et prolongement de l'allure très atténuée des versants debout dans les versants couchés, ce qui est conforme à la théorie. Tout cela ressort bien des exemples de détail, **N°s 180** à **182**. Le **N° 183**, au 200.000e, montre, au Nord, une petite partie du cours de l'Oise A B, vers Chauny, celui de la Lette, C D, depuis Laon ; l'Aisne E F, en amont et en aval de Soissons, S; enfin, une partie de la vallée de la Vesle, G H. Cette

---

(1) Le grand canyon du Colorado (Arizona, Etats-Unis) fournit un incomparable et depuis longtemps classique exemple de vallées d'érosion profondément creusées dans l'épaisseur de formations concordantes et à peu près horizontales. Ces formations, très puissantes, sont superposées à d'autres plus anciennes dont la stratification est inclinée, et qui n'apparaissent qu'au fond des dépressions. Les découpures des plateaux et des témoins qui en subsistent montrent en proportions colossales et poussées pour ainsi dire à l'exagération ces formes en cirques, qui en se recoupant les unes les autres déterminent des promontoires à côtés concaves.

Ici, la production des cirques n'est peut-être pas toujours uniquement due au sapement des assises de grès et de calcaires, favorisé par la présence des couches marneuses et sableuses intercalées. Il semble possible que l'action transversale du cours d'eau, coulant autrefois sur des terrains dans lesquels son lit s'est encaissé par l'effet d'un changement progressif de niveau de base, soit intervenue aussi dans la détermination de ces cirques, notamment ceux de grand rayon qui correspondent encore aux sinuosités actuelles du thalweg. Le résultat, en tout cas, est extrêmement intéressant au point de vue de l'étude des formes topographiques. Nous en donnons, sous les **N°s 182** *bis* et **182** *ter* deux spécimens empruntés aux très beaux levés que le Geological Survey des Etats-Unis en a fait publier, de 1902 à 1906.

L'échelle de la carte est le 48.000e ; nous avons réduit légèrement nos reproductions, au 50.000e, afin d'avoir une comparaison plus facile avec les accidents représentés sur une partie de nos exemples en territoire français. L'équidistance des sections horizontales est de 50 pieds. Les traits forts correspondent non à des courbes maîtresses, comme on pourrait le supposer au premier aspect, mais à des escarpements à pic. Les parties reproduites sont celles de la Pointe-Sublime et de son voisinage.

Les renseignements suivants sont extraits de la description donnée par M. Em. de Margerie (*Les plateaux du Colorado. Annuaire Club alpin*, 1883). Le point de vue est précisément pris de la Pointe-Sublime.

Les dépressions du Colorado sont creusées dans des grès et des calcaires compacts, souvent d'une épaisseur extraordinaire, « ainsi, une seule couche de grès jurassique a 300 et 400 mètres de puissance, et cela sur des centaines de kilomètres carrés ».

« Les immenses murailles qui limitent la dépression décrivent de nombreuses sinuosités ; tantôt elles projettent un contrefort qui s'avance comme une coulisse de théâtre, tantôt elles reculent, au contraire, pour former un cirque, ou s'ouvrent largement au débouché de quelque canyon secondaire. Leur profil est partout le même : Au sommet est un escarpement presque vertical formé de calcaires à silex, surmontant une bande de calcaires plus purs, dont l'affleurement correspond à un plan incliné et est en partie recouvert de talus ; ces deux assises ont ensemble de 210 à 230 mètres d'épaisseur. Au-dessous apparait un nouvel escarpement ayant 80 mètres de hauteur et constitué par des grès très résistants, dont une assise épaisse d'une cinquantaine de mètres montre partout des stratifications entrecroisées. A cette plinthe succède une longue pente recourbée, où affleurent sur une hauteur de 300 mètres des grès très tendres, argileux.

» La plateforme qui s'étend au pied de ces escarpements parait à peu près horizontale et

topographie d'ensemble fait voir à quel point toutes ces découpures, qui entament l'épaisseur de la masse calcaire jusqu'au niveau de l'argile plastique au fond des vallées, possèdent une constance remarquable de formes et de dimensions, avec largeurs de vallées en proportion de l'importance des cours d'eau, entre les versants debout. Il en est ainsi depuis les environs de Soissons, au Nord, jusqu'à la ligne des témoins miocènes qui passe par Villers-Cotterets, au Sud ; depuis Reims, à l'Est, jusqu'à la forêt de Compiègne, à l'Ouest.

---

même pour ainsi dire lisse en comparaison ; mais en réalité elle est accidentée de nombreux monticules séparés par des bassins où l'eau s'accumule après les pluies d'orage.

» Quant à la gorge intérieure, elle présente la tranche de couches épaisses de grès massifs ou de calcaires compacts.

» Lorsqu'on descend au bord du fleuve, on est profondément impressionné par les marques d'un travail de corrosion extrêmement énergique : roches polies, marmites de géants, blocs énormes roulés ; et lorsqu'on voit cet impétueux courant à l'œuvre, avec ses rapides et ses tourbillons, on n'a pas de peine à se figurer quelle doit être sa puissance au moment des hautes eaux.

» Ce qui constitue le trait dominant de cette partie, c'est incontestablement la formidable muraille qui se dresse en face (de la Pointe-Sublime) sur la rive opposée du Colorado, et dont les proportions écrasent véritablement l'imagination cherchant à apprécier les dimensions réelles. Comment se figurer un escarpement ayant 1.600 mètres de haut !

» Cette muraille est pleine de diversité ; elle décrit une foule de détours, et généralement les éperons aux angles aigus qu'elle projette au devant d'elle ne laissent voir que l'entrée des grands cirques latéraux. Çà et là, un brusque changement de direction en montre le profil éminemment complexe. Il consiste en une série d'escarpements et de pentes alternant dans le sens vertical, avec une persistance absolue, au contraire, dans le sens horizontal. Le calcaire désigné sous le nom de Red Wall (la muraille rouge) en est le membre le plus remarquable : partout il montre son escarpement d'une manière ininterrompue sur une hauteur de 250 à 300 mètres. Les couches dures moins épaisses apparaissent le plus souvent sur les pentes comme une succession de saillies longitudinales émergeant du talus peu épais, qui ne les cache jamais complètement.

» Un peu moins impressionnantes que la grande muraille de l'autre rive sont les buttes qui se dressent du même côté du fleuve que nous.

» Tout ce qui est caractéristique, pittoresque et énergiquement expressif dans les formes des rochers, au pays des plateaux, se trouve concentré et poussé jusqu'à l'extrême limite possible, pour ainsi dire exagéré, dans les buttes : le style particulier du terrain dont elles sont formées y atteint son plus haut degré de développement. Tandis que la disposition en plan des buttes paraît souvent échapper à toute définition simple et constante et affecte les allures les plus capricieuses, les profils au contraire ont un caractère très déterminé et nettement accentué : ils peuvent se décomposer en éléments susceptibles d'une définition géométrique plus ou moins précise ; ces éléments sont des lignes généralement simples et peu nombreuses en dernière analyse, mais capables, en se combinant diversement entre elles, de donner naissance à des effets très variés : les escarpements sont verticaux, les sommets horizontaux, et les pentes se présentent comme des segments d'hyperboles à longue courbure concaves vers le ciel.

» Les profils se poursuivent sur d'immenses espaces sans aucune modification essentielle, à cause de l'horizontalité des strates et de leur constance d'épaisseur.

» D'innombrables entailles verticales, faites par le ruissellement des pluies d'orage, coupent les strates, dont le parallélisme apparaît si accentué sur toutes les façades. On remarque aussi avec surprise la singulière disposition qui affecte le cours des parois : elles ne peuvent pas conserver un instant une direction rectiligne, mais décrivent une série de courbes rentrantes, avec des lobes saillants dans l'intervalle ; cette disposition, combinée avec le surplomb des murailles, donne lieu à de véritables niches qui ont jusqu'à près de 200 mètres de hauteur. »

Brie. — A partir de l'alignement Est-Ouest déterminé par les témoins de grès de Fontainebleau parfois surmontés de calcaire de Beauce, formant une longue crête qui passe vers Villers-Cotterets et se prolonge sur une quarantaine de kilomètres, le calcaire grossier, en s'inclinant graduellement vers le Sud, plonge sous les sables et grès de Beauchamp, qui eux-mêmes passent sous les calcaires de Saint-Ouen, surmontés à leur tour par des assises de gypse et de marnes, des argiles, et enfin par le calcaire de Brie. La résistance à l'érosion diminuant, la surface se découpe davantage, d'autant plus qu'en même temps la perméabilité du plateau diminue par suite de la présence des lits de marne et d'argile, et que la proportion des ruisseaux dans les vallons augmente de conséquence. Chacune des couches successives n'a que quelques mètres d'épaisseur, et aucune importante formation calcaire n'y donne lieu à la manifestation d'une nouvelle falaise. Les strates se coupent en biseau sur les versants, où elles dessinent à peu près des courbes de niveau quand on ne considère que des espaces restreints.

Les formes signalées dans le Soissonnais ne se produisent plus, parce que le fond des vallées, creusées souvent jusque dans le calcaire grossier lorsqu'elles contiennent un cours d'eau de quelque importance, n'atteint cependant nulle part le niveau des sables et argiles que ce calcaire surmonte.

Le **N° 184** donne en ABC le cours de l'Ourcq, en DE une petite partie de la Marne et de ses méandres encaissés; on voit en FGH l'alignement des témoins de grès de Fontainebleau, qui sous forme de crête passent un peu au Nord de Villers-Cotterets.

La comparaison de ce morceau avec celui du **N° 183** permet de reconnaître d'un coup d'œil la différence des formes dans les deux terrains dont la ligne Est-Ouest de Villers-Cotterets marque la limite. La densité des cours d'eau est peu différente, mais le caractère du plateau tertiaire change absolument, dès que la surface se recouvre de l'argile à meulière de Brie. A partir de la montagne de Reims, cette surface devient alors imperméable, très peu mouvementée et couverte d'étangs. Tous les thalwegs sont occupés par des ruisseaux. Quant aux profils en travers des versants sur les grandes vallées, ce sont naturellement des ***profils composés,*** dont les formes varient suivant la solidité des couches entamées et par conséquent suivant la profondeur. Le **N° 185** montre ce terrain à l'échelle du 200.000e, comme les précédents. On y voit, en AB, la vallée de la Marne, profondément entaillée; en CD, celle du Surmelin, dont nous allons parler; en EF, l'Ardre, affluent de la Vesle.

Captures. — Entre la pénétration de la vallée de la Seine et celle de la vallée de la Marne par un évasement largement ouvert, dont on voit sur le précédent exemple une partie, la falaise tertiaire présente quelques particularités intéressantes, que M. W.-M. Davis a mentionnées dans son travail déjà plusieurs fois cité sur la Seine, la Meuse et la Moselle :

M. Davis fait remarquer que les directions du Surmelin, du Petit-Morin

et du Grand-Morin, tous trois affluents de gauche de la Marne, coulant à peu près parallèlement dans le bassin tertiaire, se prolongent en amont de la falaise, sur la craie. La direction du Surmelin est prolongée par celle de la Soude ; celle du Petit-Morin par celle du cours supérieur de la Somme, et enfin celle du Grand-Morin par la direction du ruisseau des Auges, affluent de droite de la Superbe, prolongée elle-même par la Maurienne, affluent de gauche. La source du Surmelin est « sur le plateau, non loin de la lisière orientale, dit M. Davis ; mais, particularité assez étrange, tandis que le ruisseau diminue naturellement de volume à l'approche de la source, près de Montmort, la vallée qu'il occupe conserve en amont, sur une dizaine de kilomètres, une largeur à peu près constante, presque jusqu'à l'escarpement terminal ». Nous avons souvent rencontré des faits semblables ; ils ne sont pas exceptionnels sur les grands versants calcaires. Pour le Petit-Morin, « comme la Marne, il prend sa source dans les basses terres situées à l'Est du plateau, et comme la Marne encore, s'échappe vers l'Ouest par une vallée étroite et profonde. L'aire qu'il draine dans la région des plaines est toutefois fort restreinte, et sur une longueur de 16 kilomètres environ à partir de sa source, il y a un grand marais, connu sous le nom de marais de Saint-Gond, et situé partie en plaine, partie à l'entrée de la vallée qui ébrèche le plateau ». M. Davis conclut de ces faits : 1° que le Surmelin a été décapité par la Soude, suivant le mécanisme connu ; la vallée de la Marne et conséquemment celle de la Soude, affluent plus direct, dans la craie, s'approfondissant plus vite que celle du Surmelin ; 2° que le Petit-Morin a été décapité par la Somme, affluent de la Soude, agissant aussi régressivement, dans les mêmes conditions ; 3° que le Grand-Morin a été décapité, toujours de même, par la Superbe, affluent de l'Aube.

En ce qui concerne le Petit-Morin, le fait paraît tout à fait probable, parce que le marais de Saint-Gond A B, **N° 180**, occupe un évasement considérable et des mieux dessinés de la falaise tertiaire. Si les évasements sont, toutes choses égales d'ailleurs, proportionnés à l'importance des cours d'eau qui y passent ou qui y ont passé, celui du marais de Saint-Gond correspond à un cours d'eau d'assez fort volume ; moins toutefois qu'il n'apparaît au premier aspect, parce que cet évasement coïncide avec le changement de direction de la falaise. Le coude de capture du cours d'eau primitif par la Somme est très bien marqué en C D, à Ecury-le-Repos, où M. Davis l'indique.

Pour le Grand-Morin, son origine sur la craie nous semble moins démontrée, et encore moins celle du Surmelin. Il y a bien à la source du Grand-Morin, à Sézanne, un ruisseau dont la tête G rejoint presque celle du ru des Auges H, dont les eaux se rendent dans l'Aube par la Superbe J ; mais la falaise ne présente pas de dispositions topographiques qui permettent d'affirmer qu'elle a été abordée sur ce point par un cours d'eau venant de l'Est ; il n'y a pas d'évasement caractérisé. On n'en voit pas non plus à la naissance de la vallée du Surmelin D, sur le plateau tertiaire, qui se termine par une

falaise droite au-dessus de Vertus, KL. Enfin le coude de la Somme-Soude en M ne s'impose pas, de toute évidence, comme un coude de capture, et il se produit d'ailleurs parallèlement, à une quinzaine de kilomètres plus loin vers l'Est, un autre coude identique, celui de la Coole, en N, qui ne peut correspondre à aucune capture.

Tout ce qu'on peut reconnaître aujourd'hui avec certitude, en dehors de l'évasement du marais de Saint-Gond, c'est que les affluents de gauche de la Marne, dans cette partie de la craie blanche, affectent deux directions à peu près rectangulaires entre elles : celle du cours de la Marne en amont de Châlons, S.-E.—N.-O. (cours supérieur de la Coole, la Soude, la Somme avant Ecury-le-Repos) et la direction S.-O.—N.-E. (cours inférieur de la Coole, la Gironde, la Vaure, la Berle, cours inférieur de la Somme et de la Somme-Soude, etc...).

Nous pensons donc qu'en ce qui a trait aux origines possibles du Surmelin et du Grand-Morin sur la craie blanche, il est d'autant plus difficile d'être affirmatif que pendant le recul de la falaise tertiaire la topographie de la surface de cette craie blanche, très tendre dans la région, a pu se modifier au point de ne garder aucune trace des lignes hydrographiques qui se creusaient dans la partie disparue du plateau tertiaire.

Il faut cependant admettre qu'il y a de grandes chances pour que les lignes du Surmelin, du Grand et du Petit-Morin aient été prolongées sur le plateau tertiaire au delà de leurs limites actuelles, parce que ces lignes correspondent à des synclinaux de l'ondulation générale. M. E. Chantriot (1) a reconnu : 1° un synclinal de la craie affleurant sur le bord de la falaise, à la hauteur de Sézanne. La craie se relève rapidement à Barbonne, au Sud, et sur la route d'Epernay, au Nord. Ce synclinal correspond au Grand-Morin, prolongé par les Auges et la Maurienne. 2° A mi-distance entre Vertus et Ménil-sur-Oger, un anticlinal sur la falaise, avec synclinal au Sud, vers le Petit-Morin, et abaissement au Nord, vers le synclinal de la Marne. 3° Enfin, le cap très avancé que forme la montagne de Reims, entre l'évasement de la Marne et celui de la Vesle, est causé par l'anticlinal que jalonnent les témoins rectilignes de Villers-Cotterets. D'après les indications de la feuille de Meaux de la *Carte géologique détaillée de la France*, les vallées du Grand et du Petit-Morin correspondent exactement à des synclinaux.

Méandres. — La partie du plateau tertiaire qui s'étend au Sud du Grand-Morin, entre cette rivière et la Seine, est drainée par plusieurs petits cours

---

(1) E. Chantriot. — *La falaise de Champagne et le vignoble champenois. Annales de Géographie*, 1897, n° 27.

d'eau dont le plus important est l'Yères. Son tracé, sensiblement de l'Est à l'Ouest, est d'accord avec la direction des ondulations générales dans cette partie du bassin. La surface est occupée par les meulières, calcaires et marnes de Brie, formations à moitié marneuses et argileuses, sous lesquelles s'étend une nappe d'argile (argile verte) épaisse de 6 à 12 mètres, imperméable (1). Au-dessus viennent par places des lentilles de sables et de grès de Fontainebleau, témoins isolés, peu épais, qui s'alignent en bandes parallèles dont l'orientation concorde toujours avec celle des plissements. Enfin, le plateau est souvent recouvert sur de grandes étendues par un limon argileux épais de 2 à 3 mètres, provenant de la destruction des couches supérieures, réduites aux témoins dont il vient d'être question. Les marnes et les calcaires de Champigny et de Saint-Ouen, qui existent au-dessous de l'argile verte, se montrent dans les vallées, au fond ou à flanc de coteau suivant la profondeur, et aussi sur d'assez grandes étendues en surface dans la partie orientale. La pente générale, très faible, coïncidant avec le plongement des couches, les affleurements de ces divers terrains dessinent assez bien, sur de petites distances, des courbes horizontales.

Tout cet ensemble est plutôt marneux, et principalement en raison du niveau de l'argile verte, les ruisseaux y sont assez abondants.

Le Grand et le Petit-Morin et surtout l'Yères sont très ramifiés dans le haut de leur bassin. Dans la partie moyenne, leur cours devient très sinueux, et même pour l'Yères, sur une portion importante de sa longueur, mais surtout en approchant de la Seine, les sinuosités deviennent des méandres systématiques bien caractérisés, creusés dans le calcaire de Champigny, masse solide et épaisse de 20 à 40 mètres, fissurée et absorbante (1). Les méandres des vallées du Grand et du Petit-Morin, dans leur dernier tiers, sont beaucoup moins bien conservés.

Il paraît probable que ces cours d'eau ont eu à charrier des masses d'alluvions provenant de la destruction en amont des couches tertiaires supérieures dont il ne reste que des lambeaux, qu'ils drainaient une surface sensiblement plus étendue qu'aujourd'hui et recevaient même des alluvions originaires de l'auréole crétacée, alors que le recul du bord de la cuvette tertiaire n'avait pas encore déterminé la falaise. Une partie de ces alluvions ont dû s'arrêter aux confluents avec la Marne, restant en travers des directions du Surmelin, du Petit et du Grand-Morin, et surtout au confluent de l'Yères avec la Seine. L'Yères abordait perpendiculairement ce fleuve sans doute avec un gradin de confluence assez élevé, tant que les hauts niveaux

(1) *Notices explicatives de la Carte géologique.* — Feuilles de Melun et Provins.

ont subsisté. Le dépôt des matériaux de transport par bancs transversaux a dû s'effectuer en remontant vers l'amont et déterminer des méandres systématiques d'abord peu réguliers et superficiels, dont le dessin s'est élargi et régularisé en s'approfondissant pour suivre le mouvement de la Seine. Le **No 187** montre une partie de ces méandres.

Le plateau des meulières, calcaires et marnes de Brie est profondément coupé par la vallée de la Seine. On le rencontre encore sur une certaine largeur du terrain de la rive gauche, à partir de l'entrée du fleuve dans les masses tertiaires, jusqu'à Paris, et au delà sur la rive droite dans les témoins voisins de la Marne. Il est plus ou moins recouvert de limons, de graviers, et autres alluvions ; puis il disparaît sous les sables et grès de Fontainebleau formant une nappe continue, bientôt recouverte elle-même par le calcaire de Beauce, à partir d'une ligne passant par Fontainebleau, La Ferté-Alais, Sceaux, Versailles, etc... Alors on se trouve en présence d'un nouveau plateau, d'un étage plus élevé que le précédent, et d'une topographie totalement différente.

« La topographie de la région parisienne, dit M. Gallois (1), est très simple dans ses grandes lignes : c'est une topographie de plateaux découpés par l'érosion... Trois assises surtout sont résistantes et déterminent la forme de plateau : le calcaire grossier, le calcaire de Brie et le calcaire de Beauce. Mais ces trois formations ne se superposent pas exactement. Par suite du relèvement postérieur des couches vers le Nord, vers l'Est et vers l'Ouest, le calcaire de Beauce n'existe plus qu'à l'état de lambeaux au Nord de la Seine. La plateforme n'est continue qu'au Sud du fleuve. Le calcaire de Brie n'apparaît également qu'en lambeaux au Nord de la Marne... De sorte que la région parisienne est constituée dans ses grandes lignes, au Nord de la Seine et de la Marne, par le calcaire grossier ; entre la Marne et la Seine, par le calcaire de Brie ; au Sud de la Seine, par le calcaire de Beauce. Entre ces trois étages rigides qui empiètent l'un sur l'autre comme les lames d'un éventail entr'ouvert, les couches marneuses et surtout les sables ont fourni une proie facile à l'érosion. »

Nous ne reviendrons pas sur les méandres et les restes de méandres qui se rencontrent aux environs du confluent de la Seine et de la Marne (2). Cette région est une de celles qui montrent le plus clairement les étapes successives de la Seine et de ses affluents, incomparablement plus volumineux

---

(1) GALLOIS. — *Excursion géographique autour de Paris et dans le Morvan.*

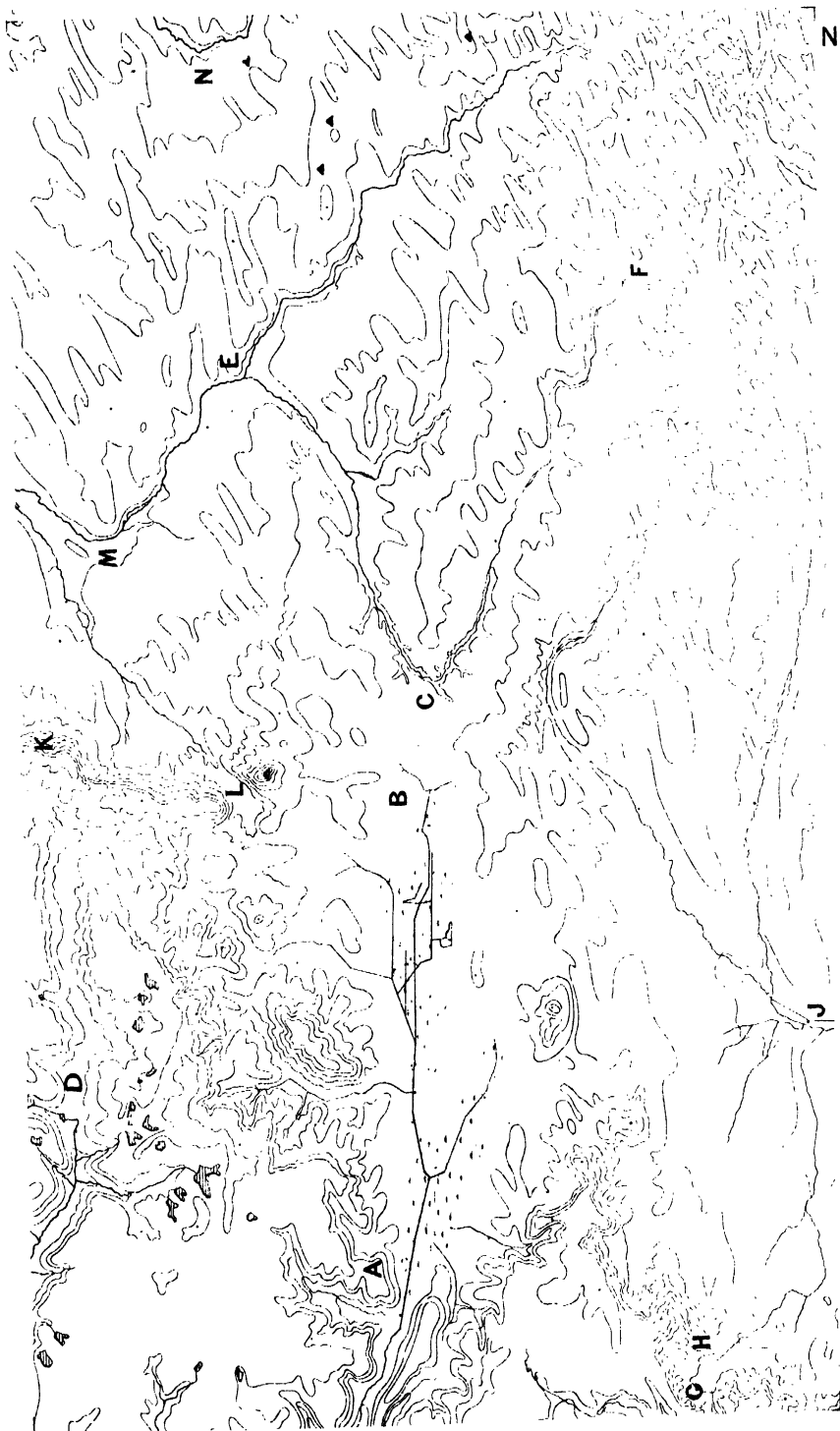
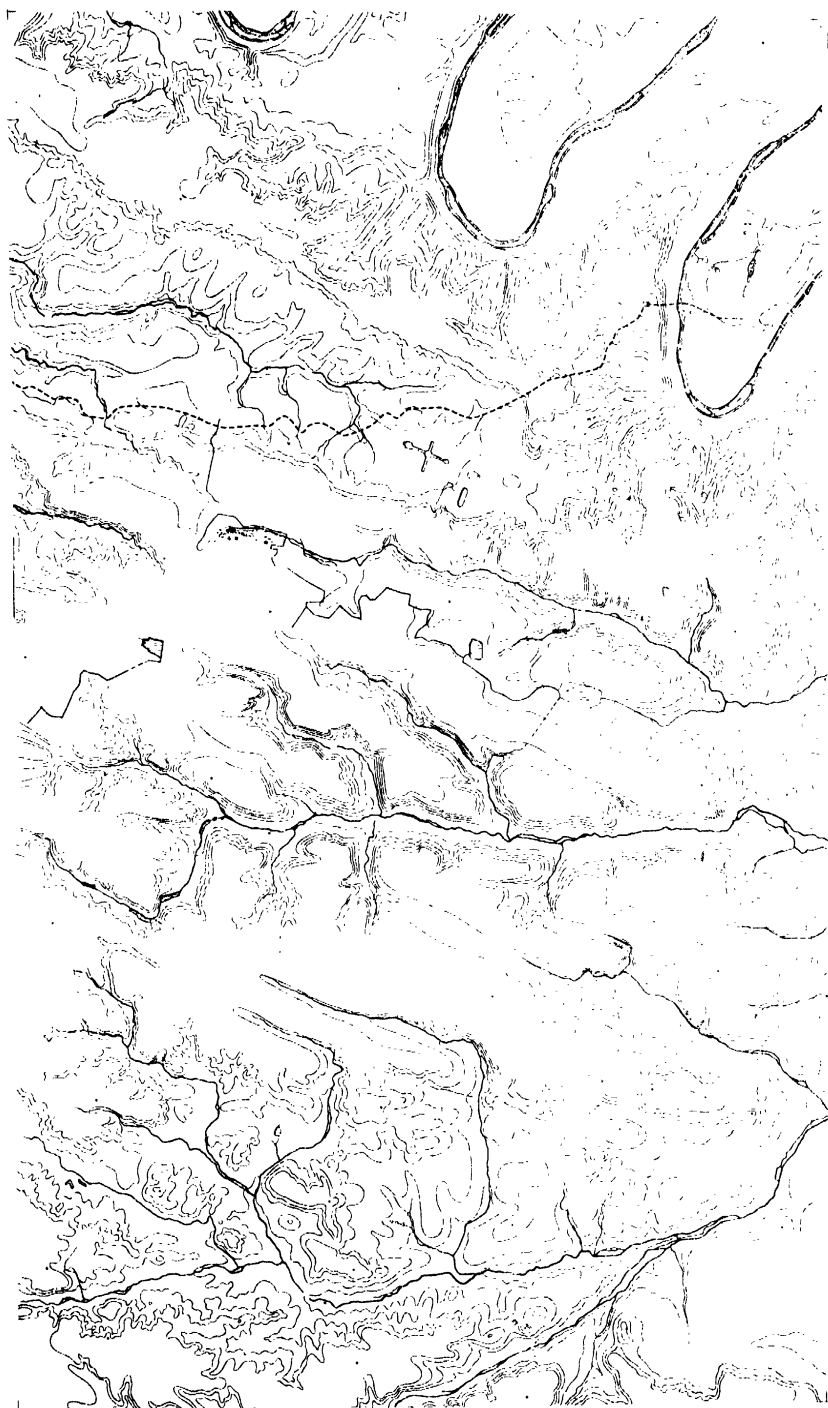
(2) Voir page 424 et **Nos 137, 138 et 138bis**.

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000ᵉ

N° 186

Échelle du 50.000e

N° 187

N° 188

Échelle du 200.000ᵉ

ASSIN PARISIEN

Échelle du 50.000^e

N° 189

autrefois qu'aujourd'hui, creusant leurs lits majeurs dans l'épaisseur des plateaux. M. Gallois reconnaît : 1° Une basse terrasse à l'altitude de 30 à 35 mètres, démontrant que le lit de la Seine a été creusé sur une largeur plus grande que le lit actuel et qu'il y a eu ensuite remblaiement du fond ; faits dont nous avons rapporté les preuves ailleurs (1). 2° Une autre terrasse plus élevée, vers la cote 60, *vrai lit de rivière*, correspondant à un stade plus ancien du creusement et dénotant une largeur encore plus grande : « Au niveau de 60 mètres, une fois ce niveau atteint, l'érosion rencontrait l'étage résistant du calcaire grossier. Elle n'a pu y creuser qu'une vallée assez étroite ; il n'y a pas deux kilomètres entre la terrasse d'Ivry et celle de Vincennes ; mais plus au Sud, par suite de la plongée des couches, les deux rivières (Seine et Marne) ne rencontraient que des terrains tendres, dans lesquels elles ont travaillé tout à leur aise. » 3° Une dernière terrasse à la cote 100 environ, très visible à Villejuif, où l'on ne trouve pas d'alluvions du fleuve ; mais ces alluvions existent en face, au même niveau, dans la bordure de la Brie et notamment dans la forêt de Sénart ; elles montrent que les courants atteignaient le plateau de la Brie.

Accessoirement, M. Gallois explique comment la Bièvre est un ancien affluent de l'Yvette, capturé par un petit affluent de la Seine ; le coude de capture se trouvait vers Massy et Palaiseau ; mais en raison de l'ancienneté de la capture, le tracé du passage primitif a totalement disparu sous le modelé des sables meubles.

Que les courants aient circulé sur les plateaux supérieurs, le fait paraît évident *a priori ;* car, sans cette condition, le tracé des cours d'eau, le travail de l'érosion fluviale et l'enfoncement des fonds de vallées, c'est-à-dire des anciens lits, ne s'expliquerait pas. Ce qui frappe surtout, c'est l'échelonnement des terrasses, qui correspondent non seulement à des *niveaux*, mais à des *largeurs* différentes du courant et apportent une preuve de plus de la réalité des changements de régime et de volume des eaux, changements rapides, sinon brusques, et toujours dans le sens de la réduction du débit, favorisant le dépôt des alluvions. Toutes les observations sont donc d'accord pour affirmer les *phases* successives de réduction de la puissance de la Seine.

Beauce. — Le plateau de la Beauce surmontant les sables de Fontainebleau, qui sont de leur nature très faciles à déplacer, partout où l'érosion a pu atteindre ces sables la couverture calcaire a disparu. On doit donc constater ici des effets d'érosion très différents de ceux de la Brie. Dans cette der-

(1) Voir pages 359 à 362.

nière, à part le recul de la falaise par sapement, il s'agit surtout d'érosions par le drainage de la surface et de ruptures de pente remontant vers les sources, les cours d'eau s'établissant et agissant suivant la pente générale, ainsi que le démontrent leurs allures et leurs ramifications en éventail vers le haut du bassin. Tandis qu'il n'est pas douteux que la disposition toute différente des vallées qui entament aux environs de Paris le plateau de la Beauce est due à l'alternance des sables et des bancs de grès et à l'orientation de ces bancs. On retrouve en effet cette orientation combinée avec celle des diaclases, dans les profondes découpures comme celle de la Bièvre, comme celles de l'Yvette et de ses affluents.

Un morceau donnant à petite échelle, au 200.000^{e}, une vue d'ensemble d'une partie de ce plateau, **N° 188**, montre bien qu'il est affecté par deux directions de cassures ; l'une, du N.-O. au S.-E., est conforme aux ondulations du sous-sol ; l'autre, de l'Est à l'Ouest, représentée par la vallée de l'Yvette, reproduit l'orientation des bancs de grès dans la forêt de Fontainebleau. Une topographie plus précise, **N° 189**, au 50.000^{e}, fait voir que la direction Est-Ouest se retrouve très fréquemment dans les formes de détail, notamment dans l'orientation des têtes des vallons. Les versants debout sont rectilignes, rapides, coupés net, sapés par la base à la faveur de l'enlèvement du sable et suivant les directions des diaclases et celles des bancs de grès solides.

Le contraste est frappant entre la topographie de la vallée de l'Yères, sur la rive droite de la Seine, et celle de la vallée de l'Yvette qui lui fait face sur la rive gauche. La première décrit des méandres serrés ; son fond est étroit, en rapport avec l'importance actuelle du cours d'eau. La seconde est rectiligne et d'une largeur hors de proportion avec la petite rivière qui y coule. Ces différences si grandes entre deux cours d'eau si voisins tiennent à deux raisons. D'abord, la composition du sol dans lequel se creusent les deux vallées n'est pas la même. L'Yères s'est enfoncée en modelant sa vallée progressivement, tandis que l'Yvette, une fois le niveau des sables atteint, les a soutirés, a mis les calcaires et les grès en porte à faux, et démoli ses anciennes berges, par rotation de la partie inférieure des versants, établis dans des couches disposées à prendre un profil très effacé. Ceci explique pourquoi les profils transversaux des deux vallées se ressemblent si peu. Ensuite, les eaux de l'Yères *sont venues de loin*, tandis que celles de l'Yvette *n'ont jamais pu venir de loin*. L'Yères a certainement transporté des quantités d'alluvions, d'où ses méandres après le changement de régime, tandis que l'Yvette n'a jamais charrié que les matériaux provenant du creusement de sa courte vallée.

Les affluents de gauche de la Seine coulant de l'Ouest et du Sud-Ouest ne sont jamais, à aucune époque, venus de loin, puisque c'est dans cette

direction que le Bassin Parisien est resté immergé jusqu'à la fin ; le plateau de Beauce est la dernière création de ce bassin. Il a été très érodé et envahi par les courants venant du Sud, ceux de la Seine, de l'Yonne, du Loing, ces derniers apportant les alluvions granitiques du massif central, mais non par des courants venant de l'Ouest. Il n'y a eu aucun grand transport d'alluvions dans cette direction, et par conséquent pas de dépôts transversaux abandonnés au changement de régime. Il en résulte que les rivières venant de l'Ouest et du Sud-Ouest et ravinant le calcaire de Beauce n'ont pas de méandres systématiques.

Partie occidentale du bassin de la Seine. — Le Bassin Parisien s'étend vers l'Ouest jusqu'au massif armoricain, dont les terrains anciens, affectés des plis hercyniens, s'enfoncent sous les formations jurassiques et crétacées dont les auréoles se retrouvent tout autour du bassin tertiaire. Ici, la pente générale des couches est dirigée vers l'Est, puisqu'il s'agit du côté occidental de la cuvette ; mais les conditions ne sont plus du tout les mêmes que dans les régions de l'Est et du Sud-Est du plateau. Le bassin de la Seine s'étend peu vers l'Ouest, et les affluents que le fleuve reçoit de ce côté sont de faible longueur et de peu d'importance, en comparaison de l'Yonne, de la Marne et de l'Oise. En outre, la série des assises jurassiques et crétacées y est beaucoup moins complète : « Le Trias n'apparaît que sur une faible étendue, dans le voisinage du Cotentin. En aucun endroit le Lias ne prend l'importance qu'il a en Lorraine. On ne voit point de représentant des divers étages de la série supra-jurassique, et il en est de même de presque tout l'Infra-crétacé. Le nombre des auréoles secondaires est donc bien plus restreint que dans la région parisienne orientale. De plus, dans les étages représentés, les alternances de faciès nécessaires à la production des corniches par voie de sculpture sont moins nettes et moins fréquentes (1). »

Enfin, le mouvement d'affaissement vers le Sud, qui a séparé du bassin de la Seine le cours supérieur de la Loire, a réduit beaucoup les dimensions du versant Nord-Est, sur la rive gauche du premier fleuve, au profit du versant opposé incliné vers l'Ouest et le Sud-Ouest sur la rive droite du second. Pour ces diverses raisons, les affluents de gauche de la Seine, au lieu de franchir des falaises successives, découpent seulement le plateau tertiaire, tandis que les eaux des auréoles coulent dans d'autres sens, et se rendent, celles du Sud dans la Loire et la Sarthe, celles du Nord dans l'Orne, ou directement à la mer. Les couches successives crétacées et

(1) Barré. — *L'Architecture du sol de la France.*

tertiaires, plongeant vers l'Est, sont, sur leurs affleurements, coupées en biseau.

Cependant, le plateau tertiaire est entamé, creusé, du côté de l'Est, par les rivières qui vont à la mer, telles que la Dives et l'Orne, et par celles qui vont à la Loire, le Loir, la Sarthe et leurs affluents. Il y a, de ce fait, recul de l'affleurement tertiaire et par suite formation d'une falaise, mais dans des conditions très différentes de celles de la région orientale. Cette falaise est très déchiquetée, parce qu'elle est abordée par les ramifications supérieures des rivières agissant régressivement, comme la Saône et ses affluents agissent sur la bordure de la Côte-d'Or et du plateau de Langres. Des captures sont, sinon réalisées, du moins à prévoir, par les affluents de la Loire, sur la tête des affluents de la Seine. M. Dollfus signale même une de ces captures comme ayant eu lieu a une époque relativement récente, celle d'un affluent supérieur de l'Eure par le Loir, un peu au-dessus de Saint-Avit (Illiers) (1).

Par suite de ces diverses circonstances, les vallées des rivières du bassin de la Seine, affluents de gauche, présentent une topographie très différente de celles du bassin de la Loire, affluents de droite, qui leur sont opposées par le sommet.

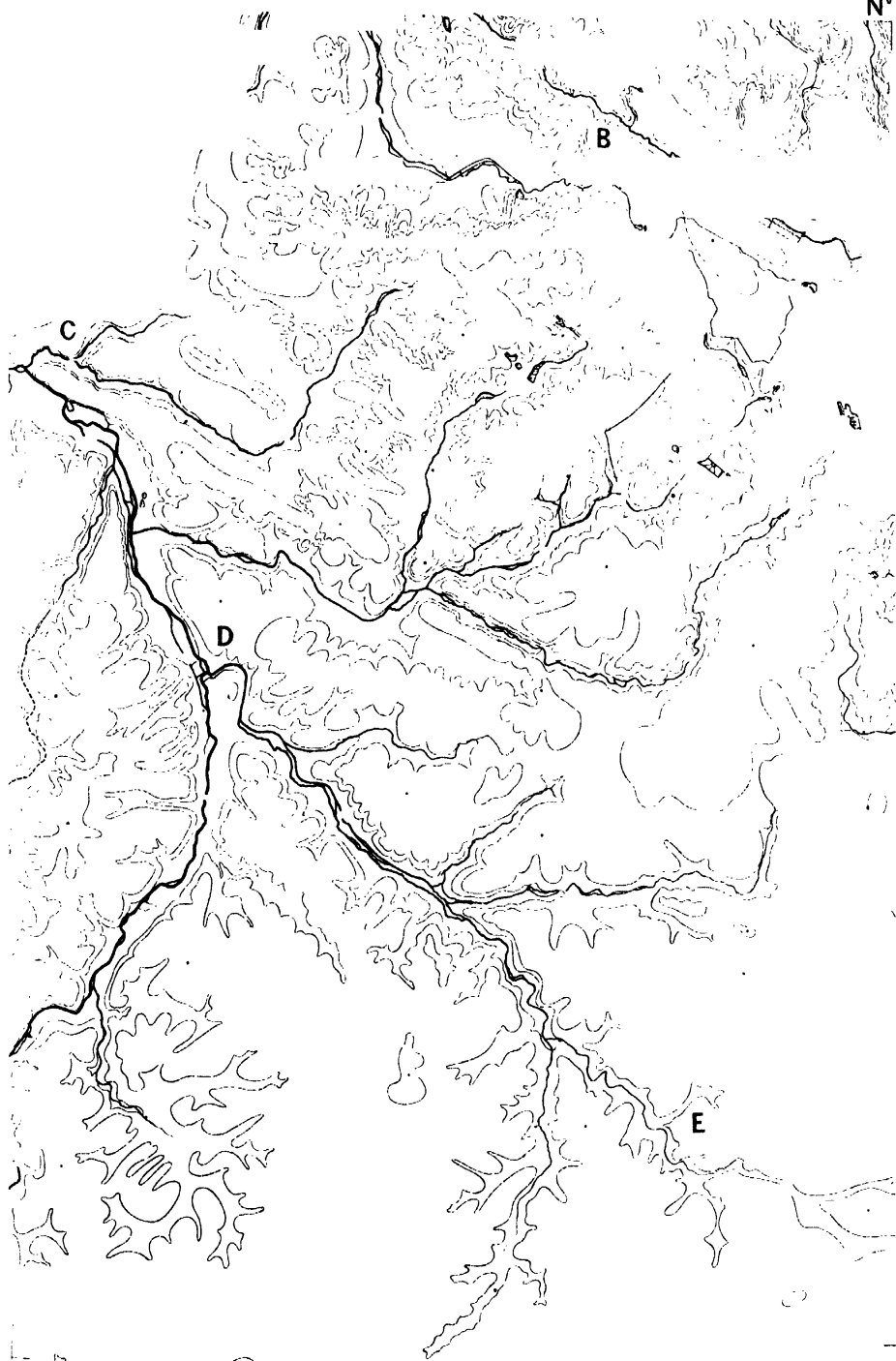
Le cours de l'Eure marque à peu près la limite Nord-Occidentale des calcaires de Beauce, avec leur soubassement de sables et grès de Fontainebleau, ainsi que leurs alignements qui reproduisent d'une façon si régulière les ondulations du sous-sol. La ligne droite des étangs de Rambouillet, A B, **N° 190**, prolongée par la Vègre, une partie du cours de l'Eure, C D, celui de la Voise, D E, etc..., jalonnent des synclinaux, et de longs témoins alignés en files, comme ceux dont il a été précédemment question, s'avancent jusqu'à la hauteur du parallèle de Vernon.

Quant au plateau même du calcaire de Beauce, l'hydrographie, dit M. Dollfus, en est fort difficile : « La perméabilité du calcaire a donné lieu à l'établissement de vallons secs peu profonds, mal ramifiés, et qui n'ont vraisemblablement qu'une relation assez vague avec la structure interne ; il existe même certaines dépressions sans écoulement visible, sensiblement plus profondes que tous les cols qui les entourent. »

Ce plateau est extrêmement plat et les versants debout des vallées commencent brusquement, très rapides ; au-dessous, les pentes s'adoucissent dans les sables de Fontainebleau, puis dans les marnes, et enfin dans les argiles vertes, à la base, lorsque le creusement des vallées va jusque-là. On ne rencontre dans ces vallées aucun méandre encaissé ; d'abord,

(1) Dollfus. — *Relations entre la structure géologique du bassin de Paris et son hydrographie.*

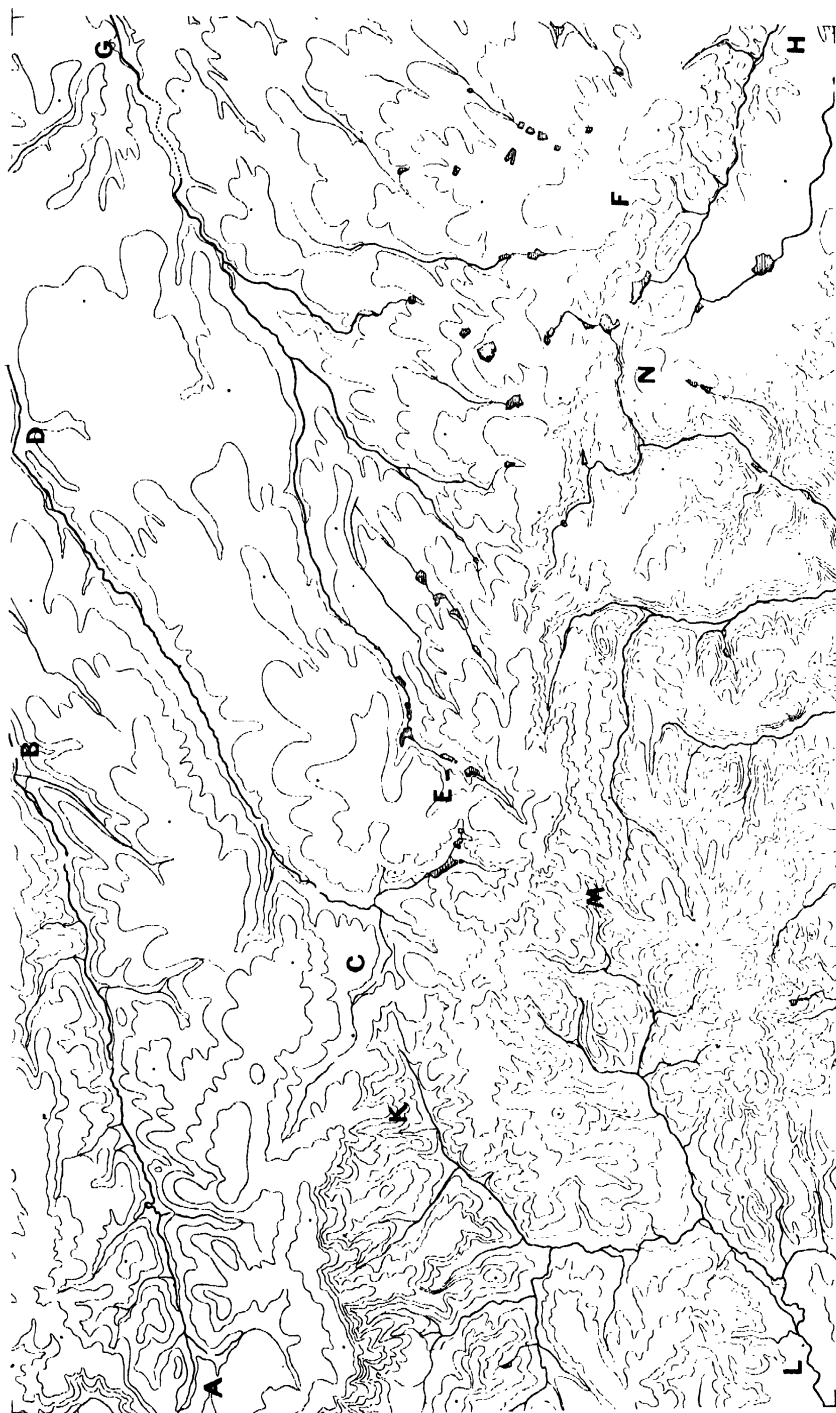
BASSIN PARISIEN

N° 190

B

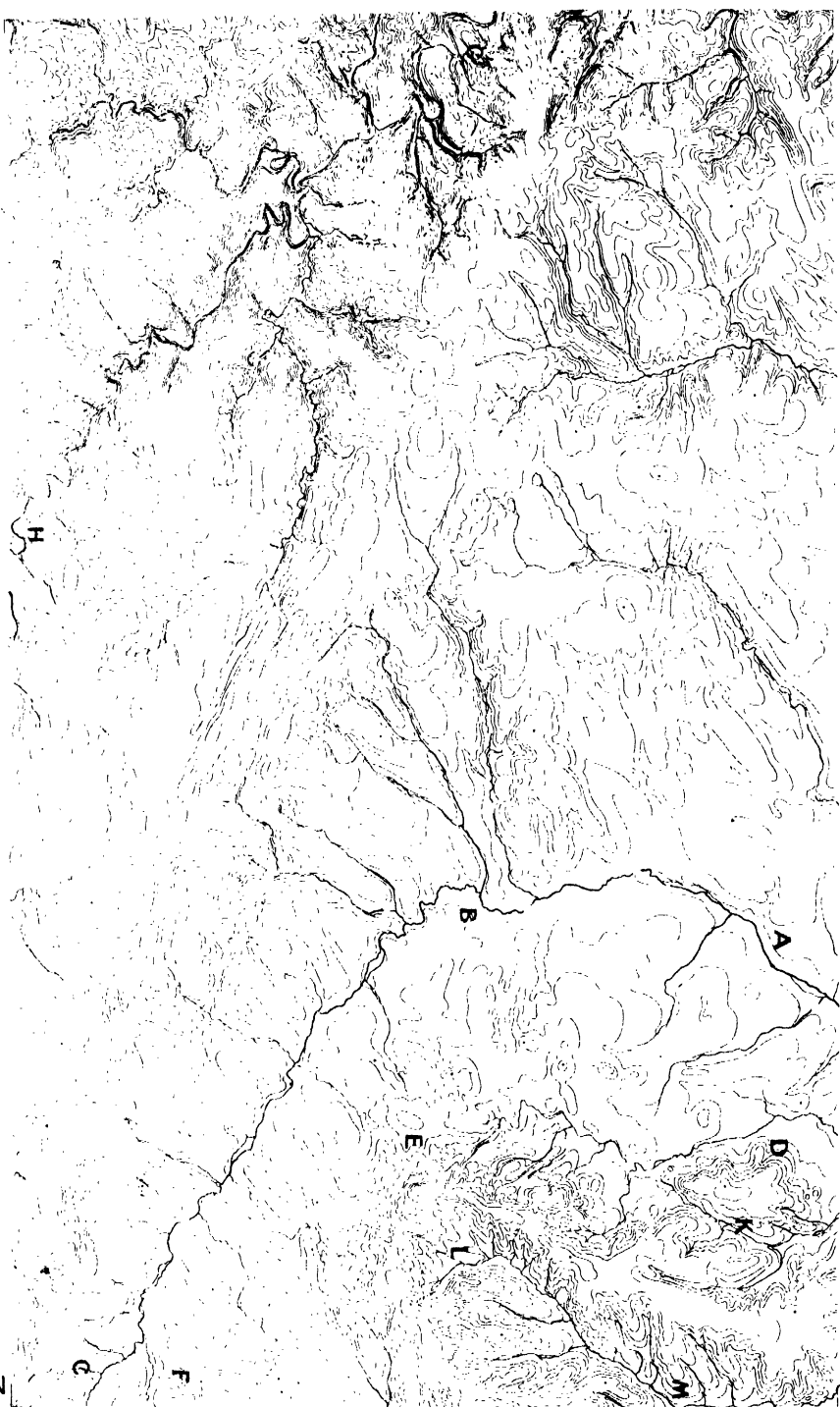
C

D

E

*Échelle du 200.000^e^*

BASSIN PARISIEN

*Échelle du 200.000^e^*

BASSIN PARISIEN

Échelle du 200.000ᵉ

ainsi que nous en avons fait plus haut l'observation à propos de l'Yvette, parce qu'il n'a jamais dû s'en produire ; ensuite, parce que s'il s'en était produit, ils se seraient déplacés et détruits au fur et à mesure de leur formation, par le fait du sapement continuel de la base des calcaires. Les vallées de la Bièvre, de l'Yvette, de l'Orge, de l'Essonne, de la Juine, de la Voise, ouvertes dans cette partie du calcaire de Beauce, qui repose sur la formation de Fontainebleau, sont toutes trop larges pour les cours d'eau qui les occupent, par la raison que nous avons donnée pour l'Yvette. Si leur largeur est constante, ce n'est pas parce qu'elles représentent le *gabarit* d'un lit de rivière, c'est parce que le profil en travers s'établit partout dans les mêmes terrains offrant les mêmes épaisseurs, en raison du parallélisme de la surface, très peu inclinée, avec la stratification, presque horizontale.

Lorsque disparaissent vers l'Ouest les calcaires de Beauce ainsi que les sables et grès de Fontainebleau, la surface est occupée, abstraction faite du limon des plateaux, par l'argile à silex, revêtement « produit en grande partie par l'altération sur place de la craie. Elle n'a pas d'âge précis ; elle a commencé à se former sitôt que sur certains points la craie s'est trouvée à découvert, attaquée par les eaux, et son épaisseur fait encore du progrès (1) ». Le plateau est alors beaucoup plus raviné que dans le calcaire de Beauce, parce que le ruissellement est beaucoup plus marqué et les lignes d'eau plus nombreuses, bien que l'argile à silex soit assez sèche. Les versants sont convexes parce qu'ils sont surtout déterminés par la craie, qu'on voit sur les pentes dès que les vallées prennent un peu de profondeur. L'allure des lignes hydrographiques est celle qui se manifeste sur toutes les surfaces peu inclinées et homogènes ; elles présentent des branches de plus en plus ramifiées, avec une *densité* constante, en remontant vers le haut des bassins. L'influence des grandes ondulations s'y retrouve encore, mais moins marquée que dans les sables et grès de Fontainebleau. Ce sont désormais ces formations, argile à silex, et aussi argile plastique, surmontant la craie, qui occupent toute la surface de la rive gauche de la Seine, dans tout ce qui appartient au bassin de ce fleuve, jusqu'à son embouchure. Il en résulte une remarquable constance dans les formes topographiques. Aucune des vallées des rivières, Vègre, Eure, Blaise, Avre, Iton, Risle, Charentonne, Touques, ne montre nulle part de méandres systématiques, par la raison déjà donnée plus haut qu'aucune d'elles ne doit avoir charrié de grandes masses d'alluvions. Elles sont partout à versants convexes, tapissées de

(1) *Notice explicative de la carte géologique.* — Feuille de Chartres.

limon remplissant le lit majeur, c'est-à-dire le fond entre les anciennes berges des hauts niveaux, sur lequel serpente la rivière réduite du régime actuel. Elles sont presque toutes *bien calibrées*.

L'importance du ruissellement et par conséquent du volume des rivières d'autrefois est encore démontrée ici par ce fait, très général dans les plateaux calcaires, qu'une grande partie des ramifications supérieures des vallées sont aujourd'hui à sec. Ainsi, toutes les ramifications de la rivière d'Orbec, à partir de quelques kilomètres en amont de cette localité et sur une longueur de 12 kilomètres, et presque tous les vallons donnant plus bas dans le tronc principal, restent à sec. Il en est de même de certaines branches supérieures de la vallée de la Charentonne et de la très grande majorité des vallées qui se trouvent entre cette rivière et la Risle, ainsi que de celles qui accidentent le plateau sur la rive droite de cette dernière.

La Risle décrit quelques méandres très irréguliers et interrompus par des parties droites. Or, il est à remarquer que son bassin supérieur dépasse le bord du plateau crayeux recouvert par l'argile à silex et empiète sur les terrains jurassiques qui constituent, vers le Merlerault, Argentan et Alençon, les bassins supérieurs de l'Orne et de la Sarthe. Des failles compliquent la question. Il en est de même pour la vallée de l'Iton. Il faut ajouter aussi qu'à partir de la Risle, en allant vers l'Est et le Sud-Est, les vallées supérieures n'atteignent pas la craie; elles se maintiennent entièrement dans l'argile à silex; par suite, les formes deviennent peu précises; les versants beaucoup moins marqués perdent leur allure convexe; la densité des lignes d'eau augmente. La région des sources de l'Avre et de l'Eure se couvre d'étangs. On y retrouve en grande partie les caractères des terrains imperméables, mais mitigés par la déclivité et par la présence de la craie sous-jacente, qui n'est jamais loin.

Sur le **N° 191**, on voit en AB, la Risle; en CD, l'Iton; en EFG, le bassin supérieur de l'Avre. Celui de l'Eure commence en FH. Sur le versant Sud-Ouest, le bassin supérieur de la Sarthe occupe l'espace KLM. De M en N, c'est celui de l'Huisne. Entre l'Huisne, l'Eure et l'Avre, le pays est plat et les mouvements indécis.

L'Iton, qui ne reçoit comme affluent qu'une longue vallée sèche, a décrit autrefois des méandres irréguliers dans lesquels il disparaît aujourd'hui sur une partie de sa longueur. On peut conclure de tout ceci que le ruissellement sur l'argile à silex et parfois sur les assises jurassiques a dû déterminer sur certains points l'encombrement des lits par les alluvions.

Mais, dès que les vallées de l'Avre, de la Blaise, et surtout de l'Eure se creusent assez pour atteindre la craie, les caractères changent, les profils fermes et convexes reparaissent.

Sur le régime des cours d'eau de cette région, voici ce que disent les notices explicatives de la *Carte géologique :*

Feuille de Bernay : « Les niveaux d'eau les plus importants se rencontrent surtout vers la base de la craie glauconieuse, à son contact avec l'argile glauconieuse verte, dont la couche, très argileuse, est généralement fort peu perméable. On peut en voir un exemple remarquable dans la belle source de la Folletière, située dans la vallée d'Orbec, qui sort de ces couches crétacées avec une abondance extraordinaire. Il faut attribuer ce phénomène non seulement à la perméabilité de la craie glauconieuse, qui est très sableuse et s'étend presque jusque sur les plateaux en cet endroit, mais aussi à la présence de nombreux trous de sables de l'argile plastique qui existent dans les anfractuosités de la craie et de l'argile à silex sur les plateaux environnants.

» Les eaux de source de la craie sont d'une limpidité remarquable.

» Un autre niveau d'eau important est celui que l'on rencontre au-dessous du grès ferrugineux reposant directement sur l'argile de Dives ou oxfordienne, dont les couches argileuses sont si peu perméables.

» Enfin, les argiles à silex et le limon jaune des plateaux sont aussi capables de retenir les eaux et l'on rencontre souvent sur ces formations de grandes mares qui sont fort utiles pour l'agriculture. »

Feuille d'Evreux : « Beaucoup de petits cours d'eau de la région tertiaire sont absorbés en arrivant dans la région crétacée ; certains points de la région tertiaire sont également absorbants. Toute la région crétacée est remarquablement sèche ; les eaux s'y infiltrent profondément et sont soutenues suivant un plan général hydrostatique qui s'équilibre au niveau des rivières permanentes et s'élève vers le centre des plateaux. Les ondulations et les fissures orientées de la craie dirigent de grands cours d'eau souterrains, qui débouchent parfois en sources vauclusiennes à des distances très grandes. »

Feuille de Chartres : « Toutes les couches sont généralement perméables et donnent lieu à un seul plan hydrostatique, en équilibre plus ou moins lointain avec le cours de l'Eure. Dans tout le Thymerais, le régime superficiel d'écoulement est depuis longtemps aboli et les vallées sèches sont en nombre considérable. Elles n'ont pu se former qu'à une époque où le plan hydrostatique général était bien plus élevé, ou bien quand le niveau général du pays était bien plus bas.

» Il semble que depuis longtemps le niveau hydrostatique va en s'abaissant et que le mouvement s'accentue.

» Le pays chartrain et le plateau de Rambouillet sont cependant moins

secs que la Beauce, par suite de la présence de l'argile à silex et de l'argile à meulières, qui retiennent temporairement les eaux à la surface. »

C'est dans la région Nord, dans le voisinage de la Seine, que le caractère topographique des vallées ouvertes dans la craie se manifeste avec le plus de netteté; c'est là aussi qu'est le plus tranché le contraste, sur lequel nous avons déjà attiré l'attention (1), entre l'allure de la vallée de la Seine, avec ses énormes méandres systématiques en demi-cercles de rayon constant, et celle des rivières établies uniquement sur le plateau et dont la plus remarquable à cet égard est la Risle, dans son cours moyen et inférieur. Il n'est pas possible de voir un exemple plus frappant de vallée à méandres et de vallée sans méandres aussi voisines l'une de l'autre, dans le même terrain.

Si la Risle présente quelques méandres accidentels dans la partie supérieure de son bassin, ici il n'en existe plus du tout; la vallée, bien *calibrée*, est d'une régularité parfaite, d'un profil constant, avec ses versants convexes et son fond plat rempli d'alluvions dans lesquels serpente la rivière actuelle.

Entre la craie et le limon des plateaux, l'argile à silex qui s'interpose a des épaisseurs très variables. Il en résulte un mélange de vallons crayeux secs et de vallons argileux humides avec ruisseau dans le fond.

L'allure des cours d'eau des bassins de l'Orne et de la Sarthe qui attaquent les couches crétacées et calcaires à contre-pente, par leur tranche et non par leur surface, est essentiellement différente. Ici l'érosion s'est exercée avec énergie; les épaisseurs de couches détruites sont considérables et les masses de matériaux déplacés par les rivières sont énormes. La topographie est très compliquée, parce que la structure est des plus complexes. Les auréoles jurassiques et crétacées, très découpées, laissent apparaître de plus en plus, en allant vers l'Ouest, le soubassement formé par les racines des anciens plis hercyniens S.-E. —N.-O., recristallisés, puis érodés de nouveau.

« La pénétration mutuelle de ces deux régions est curieuse à observer. D'une part, la mer liasique a laissé des témoins isolés, en plein granite, à douze kilomètres des affleurements réguliers; d'autre part, les chaînes gréseuses siluriennes, en couches fortement inclinées, se dressent comme des récifs au milieu des calcaires jurassiques presque horizontaux (2). »

Les failles, qui affectent surtout les anciennes formations très plissées, mais dont les terrains secondaires ne sont pas exempts, introduisent un élément de difficulté de plus. Enfin, si la structure est complexe, la composition des terrains ne l'est pas moins. Sans compter les limons et les alluvions de

(1) Voir page 418.

(2) *Carte géologique détaillée.* — Notice explicative de la feuille de Falaise.

toute provenance, la série relativement horizontale des formations secondaires comprend, au-dessous de l'argile à silex, des grès, des craies, des calcaires coralliens, oolithiques, etc..., des argiles, des marnes, jusqu'au Lias inclus. La série silurienne, redressée et plissée, comprend d'autre part également des marnes, des argiles, des calcaires, des grès, et toutes les roches schisteuses résultant de la pression ; enfin apparaissent des phyllades, des granites et granulites. L'ensemble est généralement très découpé, peu perméable, divisé par une quantité de thalwegs où la densité des lignes d'eau est très grande.

Il ne serait possible de faire l'étude de cette région au point de vue topographique qu'à la condition de la discuter pour ainsi dire pied à pied. Nous n'en parlons que pour faire ressortir le contraste que présente l'attaque du plateau tertiaire et crétacé à contre-pente, avec celle de ce même plateau suivant sa pente naturelle.

Le **N° 192**, au 200.000e, montre une partie du cours de la Dives, ABC, prenant en écharpe, par ses affluents de droite, le bord du plateau crayeux surmonté de l'argile à meulières DEF, qu'elle ravine, ainsi que les marnes oxfordiennes qui sont à sa base. Un des affluents de son cours inférieur, la Vie, attaque par ses ramifications, la Viette, K, et la Monne, LM, la même partie du plateau, en l'abordant suivant une autre direction ; de sorte que les têtes de ces ruisseaux remontent dans les couches crétacées par l'intérieur du plateau. C'est une disposition que nous allons retrouver, beaucoup plus développée, dans l'attaque à contre-pente des plateaux calcaires du Sud de la Tunisie. La Dives elle-même coule sur l'Oolithe. Ses affluents de gauche viennent de témoins crétacés superposés à l'Oolithe, que percent des alignements S.-E. — N.-O. de grès silurien. Dans la partie Ouest, on voit la vallée de l'Orne, GH, extrêmement tourmentée dans les granites et les phyllades, subissant des détours, décrivant des méandres accidentels irréguliers et à court rayon, imposés par les obstacles locaux de roches résistantes.

Les bassins du versant Nord, ceux de la Dives et de l'Orne, sont assez étroits ; les bassins du versant Sud, ceux du Loir, de la Sarthe et de la Mayenne, sont beaucoup plus développés ; par conséquent la quantité des matières enlevées par les eaux qui vont à la Loire, sur la bordure orientale du Bassin Parisien, a été beaucoup plus grande que celle des matières entraînées vers la Manche. Nous avons vu que les vallées de ces affluents de la Loire, surtout celles de la Sarthe et du Loir, sont souvent affectées de méandres systématiques assez mal conservés, mais présentant un réel intérêt (1).

(1) Voir page 425 et **N° 140**.

ALGÉRIE — TUNISIE

Dahar et Jeffara. — Le Sud de la Tunisie, vers la frontière de Tripolitaine, nous fournit un très intéressant exemple de topographie de plateaux, dont une excellente étude topologique a été donnée en 1896 par le capitaine de Larminat (1). Les renseignements qu'on y trouve ont été depuis complétés par l'ouvrage déjà cité de M. Philippe Thomas (2). Nous possédons aujourd'hui les levés au 100.000e de la plus grande partie de cette région. La dernière zone levée, touchant la frontière, a fait l'objet du travail d'une de nos brigades topographiques en 1908-1909.

« Deux versants se partagent le pays, séparés par une ligne de faîte demi-circulaire, à peu près parallèle au rivage.

» Les pentes du versant méditerranéen sont constituées par une falaise taillée à pic vers son sommet, grâce à la présence d'une puissante couche de roche dure. Cet escarpement vertical se raccorde par des pentes de plus en plus douces avec la plaine qui le sépare de la mer.

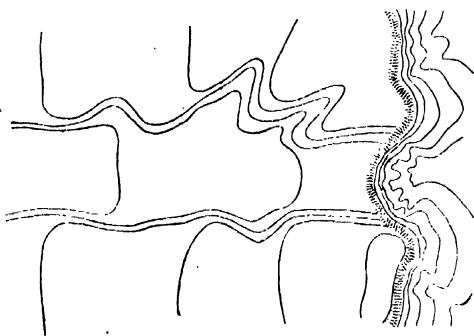
» Les pentes sahariennes, au contraire, forment une espèce de glacis tronconique appuyé sur le bord de la falaise et venant mourir dans le Sahara. Ce versant est appelé le Dahar, tandis que la plaine tributaire de la Méditerranée porte le nom de Jeffara (1). »

Le plateau incliné vers le Sud-Ouest est constitué par une assise de calcaire crétacé, d'autant plus solide qu'il est dolomitique, dont le bord et la tranche forment la falaise regardant le Nord-Est. Sur ce plateau, très raviné par les oueds, on rencontre des témoins de couches calcaires crétacées moins anciennes presqu'entièrement détruites par les érosions. La surface topographique du plateau est, suivant de Larminat, à très peu de chose près parallèle à la surface structurale. Il en résulte que le profil en travers des ravinements du plateau est assez constant jusqu'à une longue distance de la falaise, et que la partie la plus élevée du banc rocheux, le bord de cette falaise, atteint sur tout son parcours à peu près le même niveau. Il marque donc en quelque sorte une horizontale d'une très large ondulation, que de

(1) De Larminat. — *Étude sur les formes du terrain dans le Sud de la Tunisie. Annales de Géographie*, 1896, no 22.

(2) Ph. Thomas. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie*, 1907.

Larminat considère comme un flanc d'anticlinal dont l'axe serait du côté méditerranéen, et M. Ph. Thomas plutôt comme un flanc de synclinal, en la rapportant à la topographie de la région saharienne, ce qui d'ailleurs revient absolument au même. Si le bombement, dont le capitaine de Larminat pense avoir déterminé la charnière approximativement entre la falaise et la mer, est réel, ainsi que semble le prouver le plongement des strates de quelques témoins subsistant dans la Jeffara, l'accident serait analogue, comme dimensions, au flanc de l'anticlinal du pays de Bray qui regarde le Sud-Ouest. Quoiqu'il en soit, tout se passe comme s'il s'agissait effectivement d'un vaste anticlinal dont la voûte et le flanc Nord-Est ont presque totalement disparu. Le dernier gradin visible, le plus ancien, de cet anticlinal vidé, est constitué dans la plaine méditerranéenne par un banc épais de sulfate de chaux saccharoïde, avec formation de tufs gypseux. C'est de cette couche qu'émergent et se redressent faiblement les assises du djebel Réhach, composées de grès de dureté variée.

« Quand on fait l'ascension de la falaise au point correspondant à la tête de certains oueds du Dahar, on se trouve souvent, dès qu'on a atteint la crête, dans un oued à fond plat, à berges très raides, arrondies vers le haut, à pente dirigée vers le Dahar et qui présente dès le début, au sommet même de la falaise, une largeur de trois ou quatre cents mètres. Cette largeur ne saurait être attribuée qu'à l'action d'un cours d'eau qui s'étendait autrefois beaucoup plus à l'Est, et nous pouvons dès lors nous faire une idée de l'étendue de la surface enlevée par l'érosion au versant saharien de la voûte, au profit du versant méditerranéen (1). »

Dans l'hypothèse de l'anticlinal, l'origine des oueds sur la voûte primitive pourrait s'étendre à environ 90 kilomètres de la falaise actuelle. Le capitaine de Larminat donne pour la topographie de la tête de l'Oued Oudaden, pris comme exemple, la figure schématique ci-dessus. On pourra la comparer au levé du même point sur la feuille de Bir Touila, dont nous repro-

(1) De Larminat.

duisons un fragment (**N° 193**). Nous aurons à revenir sur cet exemple à propos des captures.

« Si on redescend dans la Jeffara (versant méditerranéen ou N.-E.) en se dirigeant vers la mer, on traverse des affleurements successifs de couches dures formant une série de petites falaises analogues à la falaise principale. Ces gradins sont à peu près invisibles du S.-O. Taillés en escarpements, au contraire, face au N.-E., ils constituent un obstacle sérieux. Ils vont en diminuant d'importance jusqu'à des rides insignifiantes, au delà desquelles on ne trouve plus qu'une plaine unie jusqu'à la mer (1). »

Sur ce versant, au-dessous des bancs solides de calcaires crétacés, formant la falaise avec une centaine de mètres d'épaisseur, on trouve des calcaires moins durs; puis des marnes, des sables, des argiles; puis de nouvelles couches dures, grès, calcaires, ou conglomérats siliceux, séparés par des bancs marneux et argileux, sur des épaisseurs moindres que celle du calcaire de la falaise principale. Ces couches appartiennent aux formations jurassiques. Enfin, toutes les couches inférieures disparaissent sous les alluvions provenant de la destruction des couches supérieures, tant du côté de la Méditerranée que sur le versant saharien.

Nous retrouvons donc ici la disposition, maintes fois étudiée, de la falaise résultant de la superposition d'une épaisse couche solide à des couches plus facilement délitables; mais avec la complication des formes topographiques qu'y introduit le déchiquetage excessif déjà constaté dans nos divers exemples pris en Algérie et en Tunisie, et surtout dans les régions du Sud, aux confins du désert. A part cette complication des formes de détail, les conditions seraient donc celles des bords des cuvettes successives du Bassin Parisien, sans une circonstance qui introduit une différence essentielle: La Méditerranée constitue à peu de distance un niveau de base forcé, qui ne permet pas aux cours d'eau de franchir les barrières calcaires successives en suivant le mouvement des strates; la pente s'établit en sens inverse, vers le Nord-Est; la ligne de partage des eaux est théoriquement le bord de la falaise; mais en maint endroit cette ligne est rompue et les oueds du versant méditerranéen poussent leur tête plus loin. Il n'y a là, en réalité, ni un cas particulier, ni, encore moins, une exception contraire à la règle générale. La différence avec les falaises du Bassin Parisien vient de ce que ces dernières sont assimilables à des crêts d'anticlinal démantelé, tandis que le plateau du Dahar est assimilable, au même degré, à un synclinal perché. Les oueds descendant vers la mer ont leur pente en sens inverse du plongement des strates.

---

(1) De Larminat.

Les têtes des vallées produisent dans le tracé de la falaise des évasements, à première vue pareils à ceux que nous avons étudiés jusqu'ici. Les uns et les autres, en effet, ont pour cause l'érosion remontant du pied, la rotation des versants argileux et le sapement des calcaires supérieurs manquant de base et d'appui. Mais dans le cas où la pente du bassin concorde avec le plongement des strates, cette érosion est produite par la combinaison du cours d'eau *conséquent* avec l'action latérale des eaux des vallées monoclinales adjacentes qui concourent vers la même brèche de la falaise ; tandis que dans le cas actuellement examiné, les oueds du versant méditerranéen, ainsi que ceux des vallées monoclinales, agissent en sens inverse, par leurs têtes. En d'autres termes, dans le premier cas les évasements de la falaise représentent des *entonnoirs* se creusant dans le sens du plongement, tandis que dans le second cas ce sont des *bassins de réception*, creusés en sens inverse et tendant à découper la falaise en cirques. Ces cirques doivent s'évaser, car ils répondent aux conditions que nous avons définies en pareilles circonstances à propos des découpures des plateaux inclinés (1).

Quant aux emplacements occupés par ces bassins de réception, ou plutôt par les branches principales des ravins qui s'y étalent en éventail, le capitaine de Larminat présente l'observation suivante :

« Il est évident que l'épaisseur de la couche résistante que forme la falaise actuelle sera minimum sous les thalwegs des anciens oueds du versant saharien. Les éboulis formeront donc en ces points un manteau protecteur moins épais et moins étendu qu'au pied des parties plus élevées de la crête ; les eaux s'y rassembleront par suite de préférence, l'entraînement de débris sera plus rapide, et en ces points la falaise reculera plus vite. C'est pour cette raison que, au fond de chacun des rentrants de la falaise, nous trouvons généralement l'origine d'un grand oued du Dahar.

» Ce phénomène se complique d'ailleurs de diverses circonstances telles que la différence de résistance du banc rocheux d'un point à un autre, les fissures préexistantes dans la masse, etc... »

Il en résulte que les cols ont diverses raisons pour se déterminer d'ordinaire au fond des évasements.

Captures. — Mais tout ceci n'a rien d'absolu. Les oueds du versant méditerranéen ne viennent généralement pas prolonger bout pour bout ceux du plateau du Dahar ; ils les atteignent plus ou moins obliquement et plus ou moins loin de leur tête ; alors, ils les décapitent à leur profit, et par suite

(1) Voir page 156.

de la disposition opposée des cours d'eau sur les deux versants, les coudes de capture sont très aigus, ce sont de véritables rebroussements.

Le **N° 193** montre la capture, en A, de l'Oued Oudaden AB, tête de l'Oued El Rhar A C (Dahar), par une branche de l'Oued Brega A D (Jeffara).

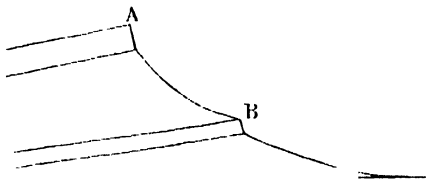
Le **N° 194** donne les captures nombreuses et compliquées des environs de Douirat, A; celle d'une des têtes de l'Oued Laredj (Dahar) en B, par l'Oued Chenini BC, ramification de l'Oued Tlalett; celle, très remarquable, de la tête de l'Oued M'gassa, DE, par l'Oued Tatahouine, DFG, etc... On pourrait facilement multiplier ces exemples.

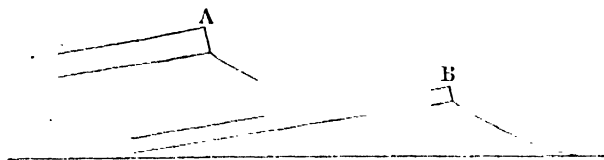
Lorsque deux bassins de réception sont assez rapprochés pour interférer, ils arrivent à se recouper au-dessous du banc rocheux supérieur. Un col déprimé s'élargit alors rapidement ; une portion plus ou moins grande du banc rocheux se trouve isolée par le fait, et il se forme ainsi des témoins en avant de la falaise.

Oueds de la Jeffara. — Il reste à examiner comment se comportent les oueds du versant méditerranéen au passage des crêts jurassiques qui accidentent ce versant parallèlement à la falaise crétacée. Voici la description qu'en donne de Larminat :

« On remarque qu'en certaines parties des falaises secondaires, les points de passage de l'eau à travers les barrages naturels formés par ces falaises sont en petit nombre et que les oueds situés en amont longent d'abord plus ou moins longtemps ces accidents de terrain, comme s'ils cherchaient l'issue qui leur permettra par un coude brusque de franchir l'obstacle placé en travers de leur cours normal. »

L'auteur fait observer que dans certains cas il a pu se créer, en amont de l'obstacle, au cours de l'érosion rétrograde, une patte d'oie; chaque affluent reculant ensuite son tracé peu à peu jusqu'à la position qu'il occupe actuellement. Tandis que dans d'autres cas, celui de l'Oued Brega, par exemple, le cours d'eau sort perpendiculairement de la falaise, et tourne ensuite à droite ou à gauche le long du banc inférieur.

Ces différences paraissent provenir de circonstances accidentelles du profil local. Lorsqu'au-dessous de la falaise A le banc inférieur B ne donne pas une saillie assez marquée pour produire autre chose qu'un ressaut dans le profil, l'influence de ce banc B peut se borner à une rupture de la pente du thalweg, avec chute d'eau, qui rétrograde peu à peu vers l'amont, puis disparait.

Ainsi, dans la région qui s'étend à l'Ouest de Médenine, la topographie ne révèle les bancs inférieurs qu'à l'état de traces, et les cours d'eau, comme l'Hallouf, par exemple, ne sont pas déviés (**No 195**).

Si, au contraire, la saillie du banc B est plus accentuée, si le banc se dégage de son revêtement de couches tendres, il existe une contre-pente à la surface de ce banc, et il se dessine une vallée monoclinale entre A et B. Le fond C de cette vallée, qui est argileux, reçoit les eaux des deux versants AC et BC; il s'y forme un cours d'eau longitudinal qui coule parallèlement à la falaise, jusqu'en un point quelconque où un abaissement du crêt inférieur, une dépression locale, lui permet de descendre vers la mer.

Il semble que certaines de ces dépressions monoclinales ont été d'abord, à défaut d'issue, des cuvettes fermées, jusqu'au jour où le colmatage par les alluvions leur a permis d'élever leur niveau à la hauteur de leur déversoir actuel. La Bahiret Cheikr Saïd ben Amor, qui tient toute la région occidentale et centrale sur l'exemple **No 196**, est dans ce cas. Le colmatage s'est effectué sur une vaste surface, à laquelle aboutissent de toutes parts des oueds qui se perdent entre la grande falaise et la falaise inférieure A B. Le déversoir vers la mer, noyant la partie Sud de cette falaise sous les alluvions, est l'Oued Tsmed, C D.

C'est dans cette région que se rencontrent les sources « un peu plus nombreuses et relativement bonnes sur le plateau jurassique (1) ».

D'autre part, et à moins de circonstances particulières, à moins d'accident tectonique transversal affectant l'ensemble du profil, les bassins de réception qui se creusent par recul de la falaise A sont absolument indépendants de ceux qui peuvent affecter les pentes au-dessous du crêt B et faire reculer ce crêt plus vite à tel endroit qu'à tel autre. Il n'y a donc généralement pas de raison pour que le point où une érosion régressive viendra soutirer sur le crêt B le cours d'eau de la vallée monoclinale se trouve plus ou moins dans l'axe d'un bassin de réception creusé sous la falaise A. Par conséquent le cours d'eau, dont le développement total sera fait de ces divers éléments ajoutés bout à bout, aura le plus souvent un tracé en baïonnette. Il pourra même arriver qu'il change de direction à chaque gradin rencontré entre la falaise et la mer.

(1) PH. THOMAS. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie.*

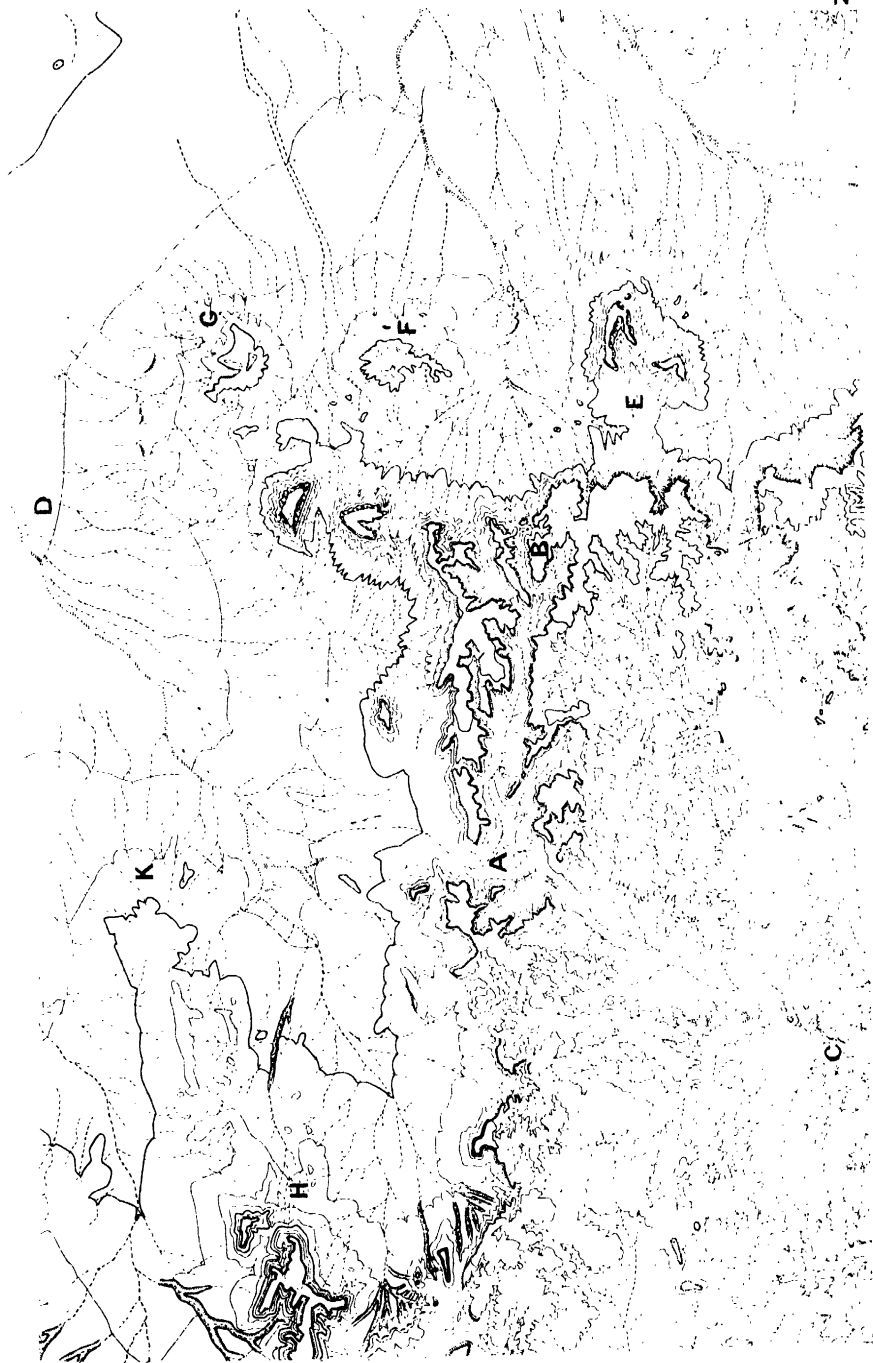
Il est bien évident que les choses ont d'autant moins, dans la réalité, l'aspect régulier d'une figure de démonstration, que les couches calcaires ont été très capricieusement découpées à l'infini par les érosions, dans un pays aussi peu protégé par la végétation. On retrouve bien, cependant, les directions générales dans la topographie. Le **N° 197**, emprunté à la feuille de Foum Tataouine, représente une partie de la région méditerranéenne à l'Est de Douirat, au-dessous de la falaise. On y voit trois crêts, grossièrement parallèles du Nord au Sud, qui donnent un profil général en crémaillère. L'espace compris entre deux crêts successifs est une vallée monoclinale dont le thalweg est toujours plus rapproché du pied des pentes du crêt calcaire supérieur que du haut du crêt inférieur.

Les restes de témoins détachés de la falaise du Dahar présentent parfois une forme particulière d'accidents topographiques désignée sous le nom de *hachem*. Ce sont de petits cirques irréguliers formés par une ceinture de buttes coniques dissymétriques. Les pentes les plus raides des cônes sont tournées vers l'intérieur du cirque, et elles sont parfois surmontées de fragments de roches dures dessinant une sorte de crêt. De Larminat décrit ces cirques et en donne l'explication suivante (1) :

La table supérieure qui sert de protection au témoin se rétrécit de plus en plus, l'érosion continuant à en saper les bords. Les débris de cette table s'amoncellent au bas et le long des pentes. Petit à petit, elle se réduit à un simple bloc rocheux. Enfin, le dernier morceau du chapiteau protecteur roule à son tour le long des pentes, et le témoin découronné prend la forme d'un dôme. Les blocs éboulés de la table rocheuse ont revêtu les flancs de ce dôme d'un manteau de débris plus résistant que les matériaux meubles de la masse du témoin, tandis que sur le haut de la butte ces matériaux restent à découvert. L'érosion s'exerce alors sur cette partie découverte, un peu comme sur la voûte d'un anticlinal érodé, quand l'argile y apparaît à nu ; le haut se creuse en forme de cratère, et les matériaux meubles qui en proviennent sont entraînés par un ou plusieurs déversoirs latéraux, lesquels s'ouvrent aux points de la périphérie qui offrent le moins de résistance. Souvent, le drainage a lieu du côté qui regarde la falaise, et, pense le capitaine de Larminat, dans la direction d'un faîte qui primitivement réunissait la falaise au témoin. Le travail de l'érosion se poursuivant, le pourtour du cirque perd sa continuité et se divise en monticules plus ou moins coniques. Le crêt, formé d'éboulis, n'a d'ailleurs pas la solidité que possèdent généralement les crêts d'anticlinaux, la solidité qu'offre *la même roche* en place sur la falaise. Ses débris tapissent la pente tournée vers l'intérieur ; ce sont des *éboulis d'éboulis* (1).

---

(1) De Larminat. — *Études sur les formes du terrain dans le Sud de la Tunisie.*

TUNISIE

Échelle du 100.000e

N° 193

TUNISIE

Échelle du 100.000e

'UNISIE

É

00.000

N° 196

UNIS

A

B

C

D

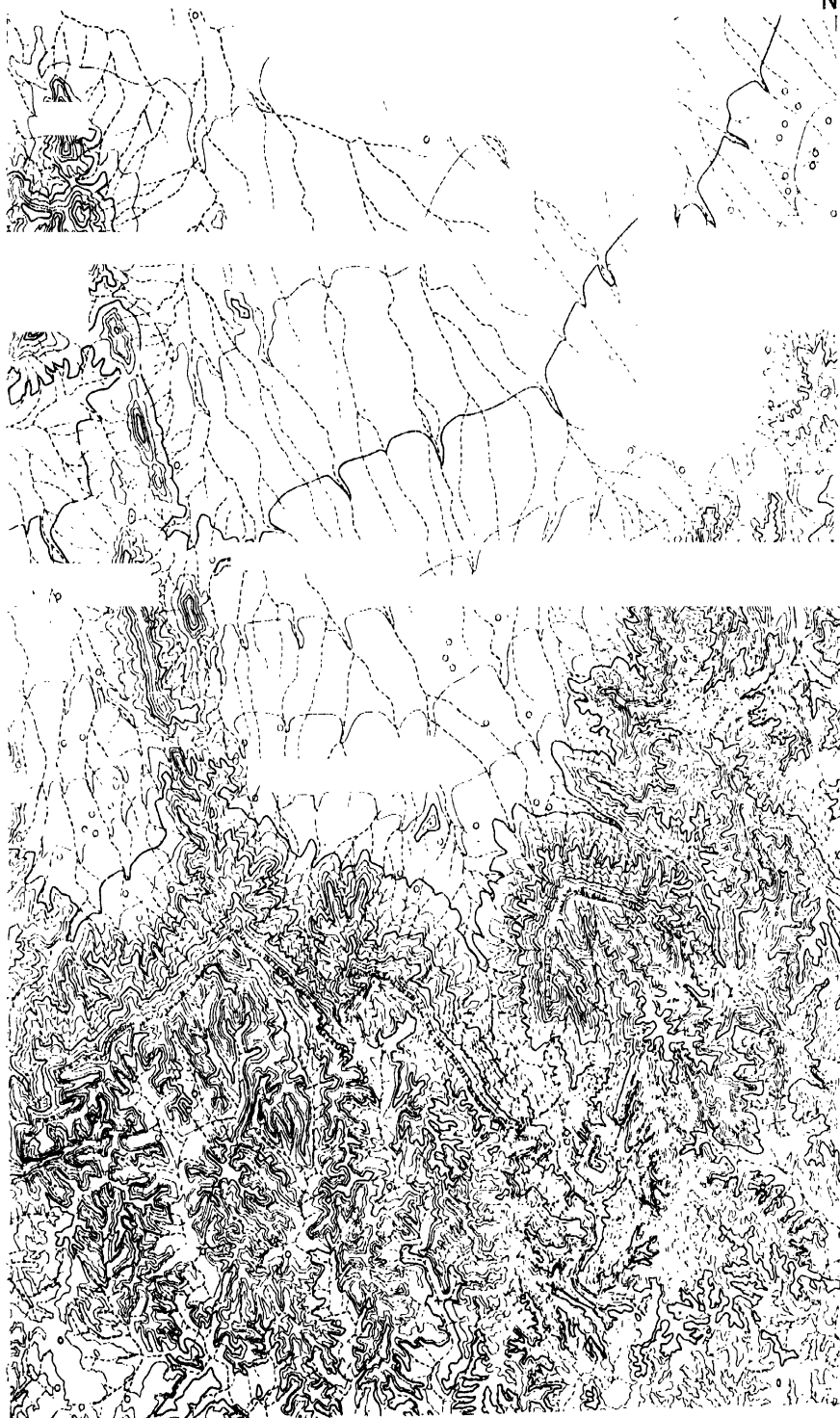
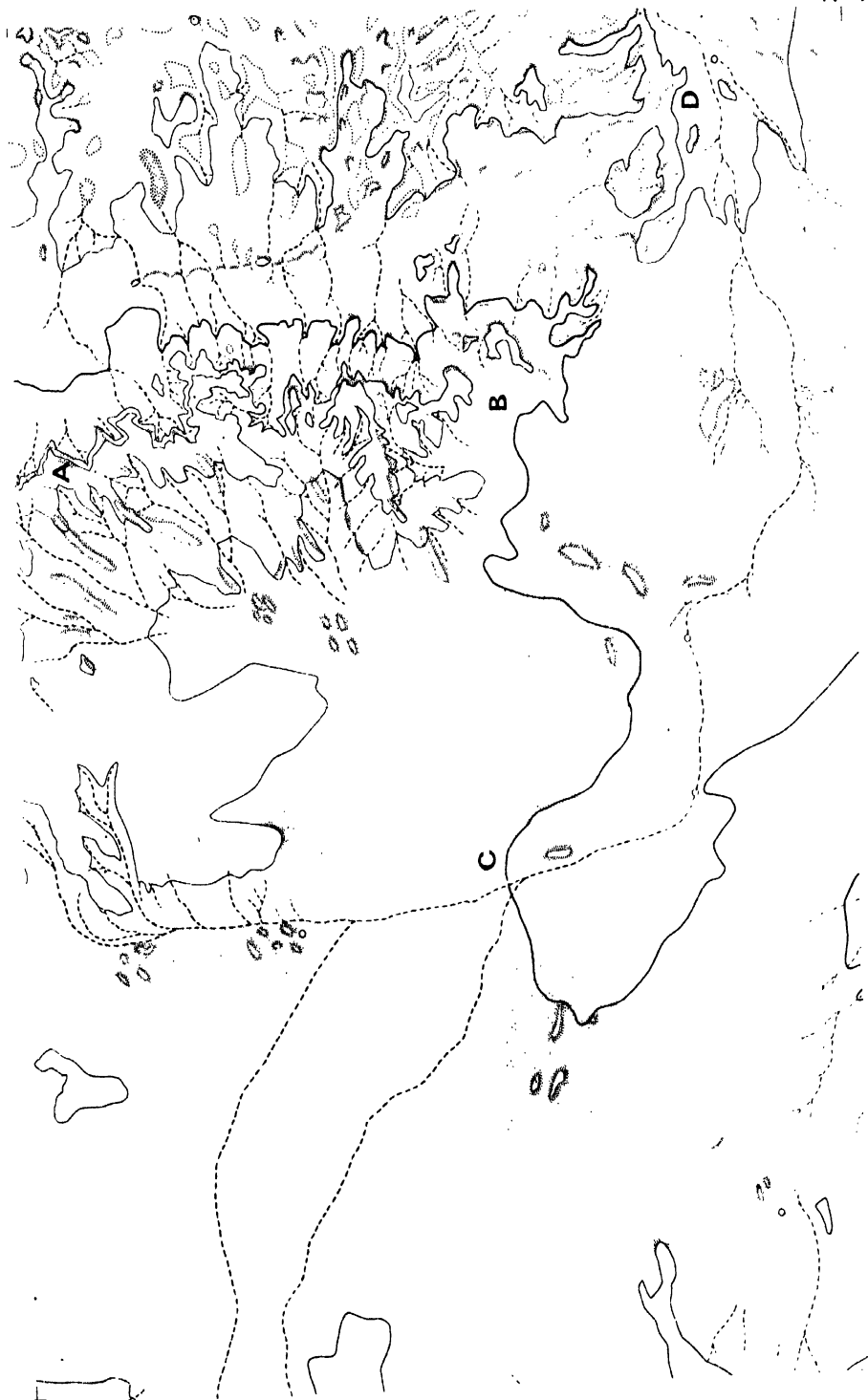
Échelle du 100.000e

N° 197

Échelle du 100.000e

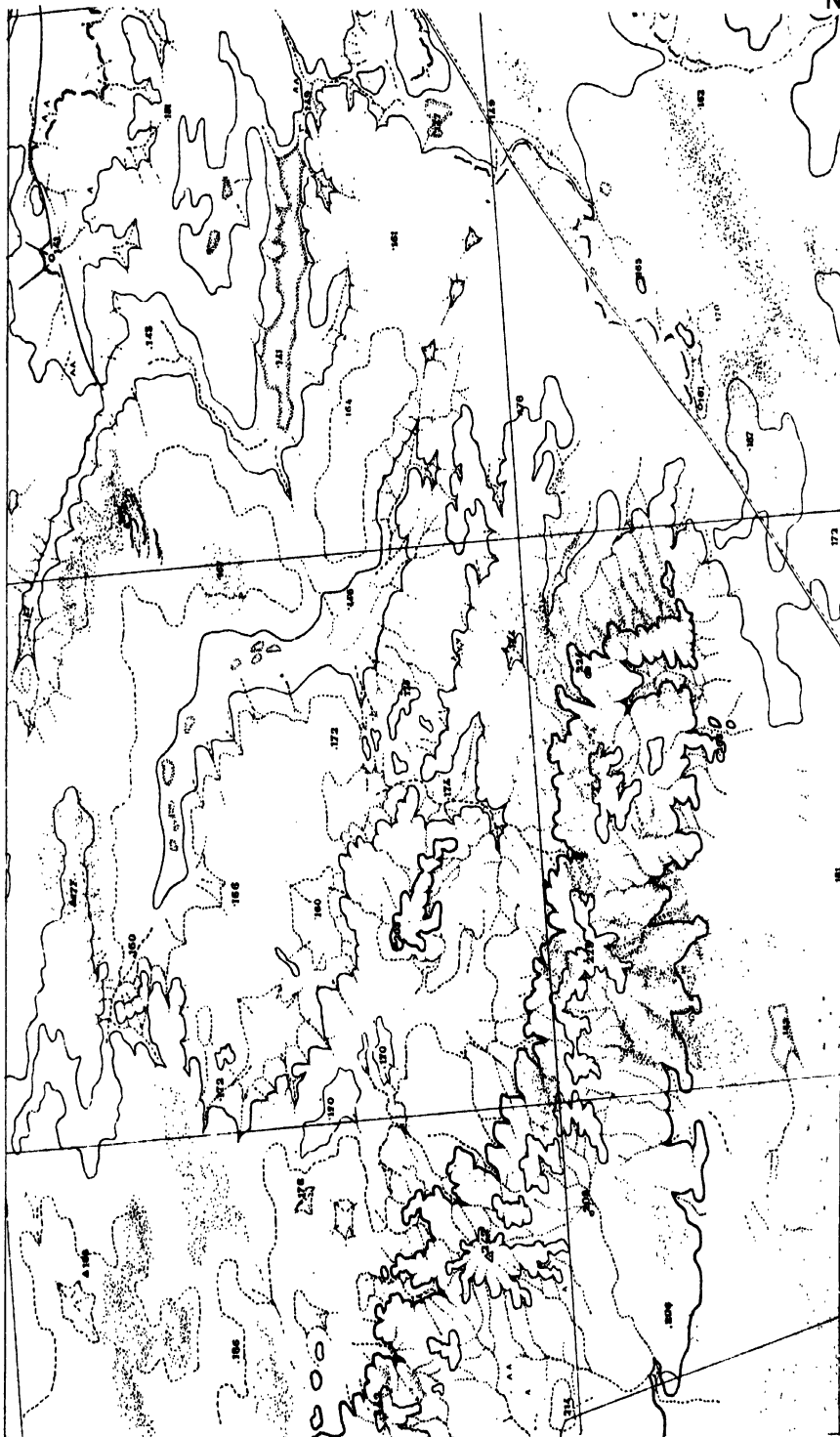
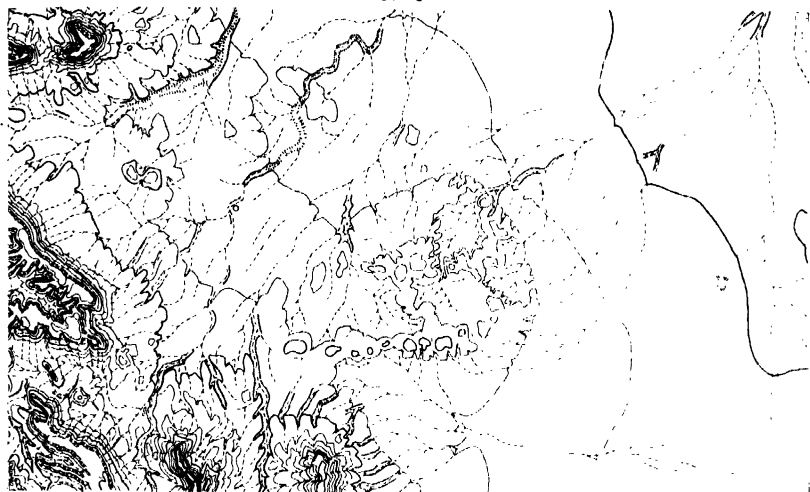
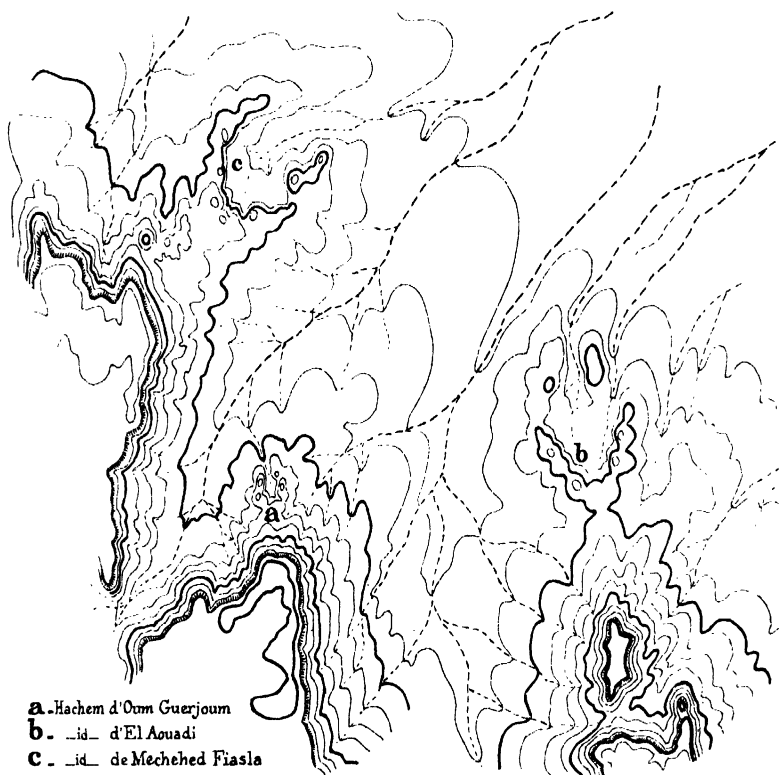
TUNISIE

Échelle du 100.000e

N° 198

UNISIE

d. 00.000

TUNISIE

N° 1

N° 2

a. Hachem d'Oum Guerjoum
b. _id_ d'El Aouadi
c. _id_ de Mechehed Fiasla

Échelle du 100.000e

Les détails des hachems n'apparaissent pas à l'échelle de nos levés du Sud Tunisien. Ils se traduisent seulement par des témoins ruinés, qui, lorsqu'ils parviennent à un degré avancé de dégradation, ne sont plus représentés que par un groupe plus ou moins irrégulier de buttes, figurées seulement chacune par une petite courbe fermée.

Le **N° 193**, extrait de la feuille de Bir Touila, en montre plusieurs exemples : D'abord en E, un témoin déjà évidé (Knibitt) qui ne tient plus à la falaise que par un isthme ; en F (hachem gour Rached) un témoin plus démantelé, où se remarque la division en monticules qui constitue, à proprement parler, le hachem : en G (hachem el Halfa), un autre groupe de monticules analogue au précédent ; enfin de H en K, un autre groupe beaucoup plus étendu, sans forme précise (hachem bine el Abreg).

Nous pourrions multiplier ces exemples. Le territoire de la feuille d'Aïne Zareth nous en donne un (El Hachem) assez régulier (**N° 200-1**) ; les levés de la campagne de 1909, sur la frontière de la Tripolitaine, en contiennent aussi ; en particulier deux petits témoins de forme à peu près circulaire, déjà drainés par des oueds, à la manière des synclinaux perchés, sont très certainement destinés à se transformer dans l'avenir en hachems de forme régulière.

Le **N° 200-2** reproduit une partie du travail du capitaine de Larminat, à l'échelle du 100.000e également, montrant aussi plusieurs hachems *a*, *b*, *c*. Cette partie n'existe pas encore dans nos levés du Sud Tunisien ; elle doit être exécutée cette année (1910).

Plateau du Dahar. — Dans le voisinage de la falaise, le plateau crétacé du Dahar est entièrement déchiqueté, raviné, par les ramifications innombrables des oueds ; mais en s'éloignant de cette falaise vers l'Ouest, sa topographie se simplifie et prend une allure plus calme. Les découpures compliquées ne se rencontrent plus guère au même degré que dans les endroits où il existe des témoins des couches supérieures disparues.

D'après le capitaine de Larminat, à l'exception des oueds principaux, dont l'origine, beaucoup plus éloignée, a d'ailleurs disparu, les oueds du plateau ont vers le haut un profil adouci, bien qu'à versants convexes. Plus bas, ce profil s'accentue, les thalwegs se creusent et les couches tendres qui viennent sous le banc calcaire supérieur sont atteintes ; plus loin encore, le fond se retrouve de nouveau dans le calcaire supérieur, selon les différences qui se manifestent entre la pente générale du lit et le plongement des strates. Il arrive que la couche calcaire dure disparaît parfois entre deux affluents rapprochés, lorsque les ravins de tête se rejoignent et que le col ainsi formé se déprime par suite de l'usure rapide des couches tendres. « La région se présente alors sous l'aspect d'une série d'îlots isolés, séparés par des couloirs d'un parcours facile (1). » Enfin, plus à l'Ouest encore, dans le cours inférieur des oueds,

(1) De Larminat.

les lits restent profonds et les versants rapides, toujours dans le calcaire dur ; les anciens lits s'élargissent et très souvent les vallées dessinent quelques méandres.

Le **N° 198** en montre un exemple emprunté à l'Oued El Nakrla, cours inférieur de l'Oued Medhar Brega. (Feuille de Bir Touila de la carte au 100.000e.)

Ce sont là plutôt des traces de rivières que des rivières proprement dites, car le plateau crétacé est d'une sécheresse extrême; il n'est guère alimenté d'eau que par les citernes et les puits creusés souvent dans les lits desséchés. « Toutes les gouttières de ce plateau contribuent à former de nombreux lits de torrents qui, suivant sa pente générale vers l'Ouest, vont disparaître plus ou moins loin sous les atterrissements sahariens (1). »

Le **N° 199** donne un extrait des derniers levés vers la frontière de Tripolitaine. Ici la surface calcaire est en grande partie décalcifiée ; ses formes sont noyées sur place dans les produits de décalcification. L'usure des mouvements donne ces tracés de courbes avec croupes arrondies en rognons, provenant de la destruction de toutes les saillies anguleuses.

Région saharienne. — D'après M. Philippe Thomas, le plateau incliné Sud Tunisien représente une partie du bord d'un immense plateau gréseux et crétacé comprenant tout le Sahara oriental, ayant « subi une ondulation de très large amplitude qui, entre les 2e et 6e degrés de longitude Est, l'a disposé en un grand synclinal en partie comblé par les affluents de l'Igharghar, de l'oued Mya et de l'oued Djeddi, ainsi que par les sables du Grand-Erg (1) ».

Dans la partie qui nous occupe, le plateau, plongeant vers l'Ouest, ne tarde pas à s'enfoncer sous les dunes de l'Erg :

« La grande élévation de ces dunes, dont quelques-unes atteignent 150 à 160 mètres, leur permanence et les faits connus de désagrégation sur place de l'ancien plateau, montrent bien qu'elles ne sont que le produit de l'ablation de l'ancien plateau crétacique dont le niveau primitif s'est abaissé dans le sens de son inclinaison, en contribuant au nivellement progressif du synclinal (1). » La limite de l'Erg, c'est-à-dire celle des sables, tend à se déplacer incessamment de l'Ouest vers l'Est, et par suite à empiéter de plus en plus sur le plateau calcaire. L'une des deux zones, aussi désertiques l'une que l'autre, s'édifie donc sans cesse aux dépens de sa voisine.

Au point de vue des formes topographiques appartenant aux régions de plaines et de plateaux, nous devons donc examiner deux questions : celle de

---

(1) PH. THOMAS.

la destruction de la roche en place ; celle de l'édification et du mouvement des dunes. Toutes deux ont été très étudiées, la seconde surtout depuis très longtemps. Les phénomènes se produisent avec des caractères très constants, dans toute la région saharienne, du Maroc à la Tripolitaine. Les observations faites à leur sujet ont été condensées dans un travail de M. Ch. Vélain, publié dans la *Revue de Géographie* (1) ; nous devons les résumer en quelques mots :

C'est le climat continuellement sec et chaud qui donne au Sahara le caractère désertique. La zone Nord du Sahara est séparée des plis de l'Atlas par une dépression jalonnée d'oasis, dont le fond est formé de dépôts détritiques, puis de chotts dans le Sud Tunisien. Nous avons déjà parlé de l'accident topographique du Chott El Fedjedj, anticlinal vidé en forme de boutonnière (2). On y observe d'abord une haute plaine à sol de *reg* « alluvions anciennes étalées en plaines immenses et si bien dépouillées par les influences éoliennes de toutes les parties fines et terreuses du dépôt, qu'elles ne sont plus faites que de graviers et de cailloux constituant un sol ferme, le plus souvent privé de végétation (1). »

Cette plaine est constituée aux dépens des couches réduites à l'état de témoins qui donnent la région des *gour*. Plus au Sud, ces buttes disparaissent peu à peu sous les sables de l'Erg.

Les matériaux qui composent les dunes viennent de leur voisinage et par conséquent se modifient suivant la nature de la surface du terrain réel.

« Les grandes masses sableuses de l'Erg occidental doivent d'être exclusivement quartzeuses à l'extension prépondérante prise dans cette direction par les grès dévoniens et crétacés. Il suffit ensuite qu'à cette couverture gréseuse succèdent, dans les affleurements rocheux du désert, des assises de nature différente, pour que de grands changements s'observent de suite dans la composition des dunes (1). »

« Les influences éoliennes qui ont donné naissance à ces amoncellements de sables se sont le plus souvent exercées sur place, aux dépens du sol sous-jacent, et sans se livrer à des effets de transports lointains (1). » « Il y a un lien entre la géologie du sol et la composition des dunes qui le couvrent (3). »

La destruction de la roche calcaire ou siliceuse s'opère par l'érosion et par

---

(1) Ch. Vélain. — *Etat actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara, d'après les explorations les plus récentes. Revue de Géographie*, 1906-1907.

(2) Voir page 204 et **N° 61**.

(3) Gautier. — *Etudes Sahariennes. Annales de Géographie*, 1907, n° 86.

la *corrosion*. L'érosion par les cours d'eau est indiquée par les formes topographiques et par la marche des alluvions, d'une manière incontestable. Les ravins qui déchirent les flancs des témoins des couches disparues, pour être aujourd'hui presque toujours à sec, ainsi que les lits des oueds, n'en sont pas moins des preuves éloquentes de l'érosion torrentielle.

Les lois générales de l'érosion et de l'alluvionnement se sont appliquées ici comme partout, et avec ce caractère exagéré résultant de la dénudation que nous avons déjà si souvent rencontré. Sous ce rapport, nous n'avons donc rien de nouveau à signaler. Mais on a observé que dans la nappe alluviale du groupe des grands oueds du Sahara oriental, bien visible sous la forme de *reg*, les galets sont faits de quartz, schistes cristallins, grès, laves et scories volcaniques, et que par conséquent ils ne peuvent provenir en grande majorité que de régions très éloignées vers le Sud, où existent en place les roches ayant la même composition que ces galets. On retrouve donc la trace certaine d'un réseau hydrographique ancien, dirigé vers le Nord, et maintenant sans doute en grande partie comblé par les dunes (1). L'artère maîtresse de l'Igharghar « a si bien réussi à se maintenir, qu'elle persiste à déverser ses eaux dans la cuvette à altitudes *négatives* des chotts Tunisiens. De même, dans l'Ouest, le groupe plus ramifié des ergs occidentaux correspond à la diversité plus grande du bassin de l'Oued Messaour, où ce second groupe est venu s'édifier. Leur division en trois bandes — Erg de Timimoune, Erg er Raoudi, l'Iguidi avec son annexe l'Erg ech Cherch — séparés par de longs couloirs privés de sables et allongés du N.-E. au S.-O., répond aux principales ramifications d'un puissant système d'irrigation, qui, de son vivant dirigé en sens inverse du précédent, s'appliquait à conduire les pluies de l'Atlas marocain dans le Sud, jusqu'aux salines de Taoudeni (1) ».

Les érosions fluviales très puissantes qui ont aujourd'hui disparu, mais pas depuis très longtemps semble-t-il, ont été remplacées par la *corrosion* ou *corrasion*, par l'érosion éolienne (2). Son action est favorisée, préparée, par l'insolation des surfaces rocheuses et par la désagrégation qu'amènent les alternances quotidiennes de froid nocturne succédant aux chaleurs excessives de la journée. Le vent ayant déjà à sa disposition les alluvions desséchées qu'il déplace et qui font, dans le mécanisme de l'érosion éolienne,

---

(1) CH. VÉLAIN. — *Etat actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara.*

(2) HAUG. — *Traité de Géologie.* M. Haug désigne par le mot *corrasion* le burinage produit par l'action éolienne. Il réserve le mot *corrosion* pour les actions chimiques.

l'office de poudre d'émeri, sculpte les bancs de roches, tant sur leur surface que sur leur tranche, et les réduit à l'état de *dentelle de pierre* (1). Lorsque la direction des vents dominants est constante, les surfaces calcaires ou gréseuses sont creusées de sillons, de rainures épousant cette direction principale, et ces sillons prennent parfois des dimensions telles qu'ils deviennent appréciables topographiquement, même à petite échelle. Nous en verrons tout à l'heure des exemples.

La roche est ainsi débitée en sable fin; lorsqu'il s'agit de grès surtout, cette destruction est d'autant plus active que le grès a une tendance assez fréquente à se réduire en sable siliceux, d'une finesse et surtout d'une égalité de grain qui le rendent très homogène. C'est alors une masse d'une *fluidité* spéciale, que le vent façonne sous forme de ces vagues très analogues à celles de la mer, auxquelles on a donné le nom de dunes. La région se compose donc de la combinaison de plateaux arides, formés de dalles râclées, décharnées, et de dunes de sable, où reparaît une maigre et particulière végétation. Mais l'érosion s'arrête sur les plateformes dénudées, par la formation d'une croûte dure de calcaire concrétionné, d'origine subaérienne, « que les actions éoliennes se chargent d'étendre sur les roches du Sahara, comme pour imposer elles-mêmes une limite à leur activité. Toute surface ainsi vernissée n'offrant plus de prise au vent est, en effet, bien armée pour échapper à sa puissance érosive, ainsi qu'à l'ensablement, puisqu'aucun obstacle ne peut s'y prêter à la formation des dunes. Devenue de la sorte lisse et luisante, la plateforme nue, bien époussetée, offre avec une continuité rare l'image de la désolation absolue, partout où s'étend le *vernis du désert* (2) ».

« La dune, loin d'être le *pays de la soif*, remplit l'office précieux de réservoir d'humidité et de filtre naturel parfait. Et dans ce cas, la cause invoquée, c'est la porosité qui, dans un appareil édifié grain à grain par le vent, lui permettrait, en multipliant sa surface d'absorption, d'emmagasiner ainsi une grande quantité d'eau... En profondeur, les sables restent humides (2). »

Lorsque la dune ne peut « rien fournir comme eau venant du ciel, puisqu'elle n'en a pas reçu, il faut qu'une cause toute autre intervienne pour entretenir l'humidité qu'elle conserve si bien dans son intérieur. Or, cette cause, c'est tout simplement dans une circulation souterraine qu'on sait demeurer encore très active sous les dunes qu'il faut venir la chercher, et

---

(1) Voir pages 72 à 87.

(2) CH. VÉLAIN. — *Etat actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara.*

c'est l'ancien système fluvial maintenant enseveli sous les sables qui subsiste ainsi sous cette forme aveugle (1) ».

Les eaux réapparaissent à l'air libre, au pied des dunes, sous forme de sources qui s'entourent d'une végétation luxuriante.

Cette appréciation du rôle des dunes comme réservoirs d'humidité se trouve aussi dans un mémoire rédigé en 1889 par le capitaine du génie Courbis, envoyé en mission spéciale à Ouargla, dont l'oasis fit l'objet d'un levé au 10.000e : « Si les sables amassés en dunes restent stationnaires sur un point déterminé, cela tient à ce qu'ils sont mouillés. Le sable humide n'est pas charrié par le vent ; il oppose une résistance trop grande à son action. C'est l'eau qui fixe les dunes (2). » Suivant la théorie du capitaine Courbis, la capillarité fait monter l'eau dans le sable. Cette théorie a été très attaquée depuis. Peut-être le rôle de l'humidité y est-il exagéré, en ce sens que l'eau n'est pas, à beaucoup près, la seule raison qui détermine les dunes à se fixer.

M. Gautier fait aussi remarquer que le vent n'a pas de prise sur le sable humide (3). M. Ph. Thomas, à propos des dunes de l'Erg oriental, exprime également cette opinion : « Les grandes dunes sont d'énormes et admirables éponges, qui, dans ces régions torrides, ne laissent perdre qu'une très faible quantité de l'eau atmosphérique qu'elles absorbent, et chacune d'elles est un réservoir toujours bien pourvu de l'eau nécessaire pour assurer sa cohésion et sa permanence (4) ». « Mais presque toujours la nappe est dans le sol et non pas dans le sable. Les pluies locales du Sahara sont trop rares pour alimenter un point d'eau sérieux. Les nappes pérennes sont nécessairement alimentées par le drainage souterrain d'énormes superficies (3). »

En dehors de l'humidité, il suffit pour fixer les dunes d'un obstacle quelconque formant relief, un mur, par exemple, qui détermine une accumulation de sable par le vent. « On sait qu'une dune se forme toujours autour d'un obstacle naturel, dont la résistance matérielle au vent force le sable à se déposer. Toutes les dunes ont en profondeur un squelette rocheux ou terreux apparent ou non. En bien des points du Sahara, à In Salah, par exemple, il suffit d'élever un mur pour le retrouver enfoui sous le sable l'année suivante (3). »

---

(1) Ch. Vélain. — *État actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara.*

(2) Service Géographique de l'Armée. — *Rapport sur les travaux exécutés en 1889.*

(3) Gautier. — *Études Sahariennes.*

(4) Ph. Thomas. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie.*

Il s'agit ici des dunes fixées; mais la présence d'un obstacle n'est nullement nécessaire à la formation des dunes mobiles, c'est-à-dire à la réalisation du phénomène le plus général. Toute surface plane composée d'éléments meubles tend à se transformer, sous l'action d'un courant d'air ou d'eau, en surface ondulée transversalement au courant ; c'est la loi dont nous avons vu, au cours de nos études, de si fréquentes applications, en ce qui concerne les courants d'eau.

« Pour s'en convaincre, il suffit d'observer les effets d'un coup de vent sur une place couverte d'asphalte. La poussière y forme des rides régulières, perpendiculaires à la poussée du vent, qui correspondent à une distribution inégale de la pression et reproduisent tout à fait l'aspect des dunes. Les vagues de la mer n'ont pas une autre origine; mais la différence fondamentale qui existe entre les vagues et les dunes réside dans le fait que dans la formation des vagues il y a seulement transmission du mouvement ondulatoire, les molécules ne se déplaçant pas dans le sens de la poussée du vent, tandis que dans le cas des dunes, les grains de sable obéissent à cette poussée et suivent le plan incliné jusqu'au sommet (1). »

En dehors des réservoirs plus ou moins constitués par les dunes, l'eau apparaît par places dans les oueds, sous forme de mares ou *redirs;* ou bien on la trouve à quelque profondeur, dans la couche alluviale, en y creusant des puits. C'est ainsi que se créent les oasis de rivières.

« Les calcaires crétacés, qui prennent une si grande extension dans la couverture de terrains horizontaux du Sahara oriental, sont aussi les plus riches en pareils niveaux aquifères. Fortement crevassés, les moindres filets d'eau d'infiltration descendus le long de ces fissures parviennent à s'y réunir en masses importantes dans les poches ou les galeries que cet écoulement souterrain s'est, comme d'habitude, créées lui-même. Mais aussi, la façon dont peut se faire la sortie de ces rivières intérieures est nettement conditionnée par des questions de pente dérivant de l'inclinaison plus ou moins forte que peuvent prendre ces assises crétacées (2). » Suivant les conditions locales, on rencontre des sources naturelles, ou des puits ordinaires, ou des puits artésiens.

Enfin, et avant d'entrer dans l'examen de détail des formes topographiques de ces régions, il faut encore signaler d'autres particularités qui leur sont spéciales :

---

(1) HAUG. — *Traité de Géologie.*

(2) CH. VÉLAIN. — *État actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara.*

« Les dépôts d'atterrissements mélangés d'assises gypseuses et marneuses se montrent criblés comme une écumoire de cavités, figurant tout autant de petits bassins fermés, plus ou moins circulaires, à fond tapissé d'un limon fin légèrement sablonneux... La forme de ces *dayas* varie, mais toutes ont pour caractère commun leur aspect verdoyant (1). »

Les *sebkhas* sont de grands bassins fermés « dont les eaux, condamnées à l'immobilité, sont soumises à une rapide évaporation qui les sature de matières salines (2) ». Ces sebkhas occupent par conséquent des zones déprimées.

Les *chotts*, vastes cuvettes, beaucoup plus étendues que les sebkhas, se recouvrent d'une croûte dure et peu épaisse : « Cette croûte superficielle n'est pas immuable ; elle est en réalité discontinue et mobile sur la masse fluente et semi-liquide qu'elle recouvre ; mobilité démontrée par les submersions partielles et momentanées qu'elle éprouve, sous l'influence des énormes pressions aériennes qui se déchaînent à chaque instant sur les bas fonds surchauffés et entourés de montagnes relativement élevées (2). »

Alors, des jets liquides s'échappent par les trous que présente la croûte solide, et de vraies rivières coulent dans tous les sens à la surface.

La présence d'un *alios* assez analogue à celui des Landes a été reconnue dans les argiles et les sables composant la croûte compacte qui recouvre le niveau aquifère (2).

Formes et mouvements des Dunes. — A la topographie des plateaux découpés par les érosions, à celle des chotts et des sebkhas, vient se superposer la topographie des dunes. M. Ph. Thomas reproduit dans son ouvrage la description suivante d'une grande dune des environs de Ghadamès :

« La forme de la dune est extrêmement curieuse ; on en aura une idée très exacte en invoquant un sommet d'angle trièdre placé à 155 mètres de hauteur, dont les arêtes, à une certaine distance du sommet, se bifurquent chacune en deux autres, de manière à donner naissance, sur chaque arête, à un nouvel angle trièdre ; les nouvelles arêtes se bifurquant encore de nouveau de la même manière, donneront d'autres trièdres moins élevés, et ainsi de suite jusqu'à la plaine de sable (2). »

Cette forme des grandes dunes n'est pas celle que l'on trouve partout, dans les sables où les ondulations atteignent moins de hauteur. Les dunes basses

---

(1) CH. VÉLAIN. — *État actuel de nos connaissances sur la Géographie et la Géologie du Sahara.*

(2) PH. THOMAS. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie.*

et moyennes se groupent en monticules ou en vagues parallèles, pouvant dominer les dépressions voisines d'une hauteur plus ou moins grande, mesurant parfois jusqu'à 80 mètres (1).

Les rides successives de sable, plus ou moins interrompues et se relayant plus ou moins, sont toujours orientées transversalement par rapport à la direction principale des vents. Elles sont sans cesse modelées et modifiées par eux. Leur profil n'est pas symétrique « chacune d'elles oppose toujours son dos au vent et présente de l'autre côté un talus de sable coulant, d'autant plus haut et dont l'arête est d'autant plus vive que le vent est plus fort. C'est par là que l'on voit marcher la dune : une partie du sable coule le long du talus, et une autre partie, semblable à une fumée au-dessus de l'arête, envahit l'atmosphère et retombe en pluie (2) ».

Ainsi, les éléments de la dune sont mobiles ; mais l'ensemble de la ride paraît plus permanent qu'on ne croirait au premier examen ; même pour les dunes qui ne sont fixées en aucune manière, le mouvement est lent.

« Bien que les vents régnants, dit Duveyrier, déplacent continuellement les sables à la superficie des dunes et en modifient nécessairement la forme, les proportions par rapport à la masse, dans lesquelles ces changements ont lieu, sont tellement minimes et inappréciables à l'œil, qu'il faut la vie d'un homme pour constater quelque différence sensible. Cela se comprend : le vent opposé remet en place, le lendemain, le grain de sable déplacé la veille. »

En somme, quand la dune est mobile, son mouvement réel est une résultante. Elle s'établit perpendiculairement au vent dominant et elle progresse avec une vitesse qui dépend de la différence entre les vents contraires.

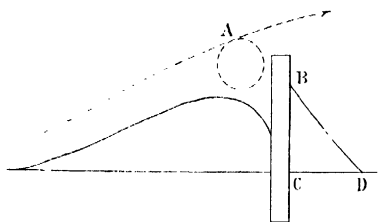
Le mécanisme de la formation de la dune et du mouvement du sable avait été étudié et décrit déjà par Élie de Beaumont dans ses *Leçons de Géologie pratique*. C'est, au fond, toujours l'application des principes de l'érosion et de l'alluvionnement. Le courant d'eau est ici remplacé par un courant d'air, et les bancs de sable cheminent en travers de ce courant d'air, exactement comme les bancs de cailloux, de graviers et de sables en travers des courants d'eau. Les tourbillons y jouent le même rôle.

Contre l'obstacle qui donne naissance à la dune fixe, celle-ci se forme toujours du côté du vent ; le courant d'air qui entraîne le sable se trouve supprimé ou ralenti contre l'obstacle et il y a dépôt. Le sable s'accumule en prenant un talus en pente douce vers l'amont. Entre le sommet de ce talus et celui de l'obstacle, si ce dernier s'élève brusquement, si c'est un mur,

---

(1) Ph. Thomas. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie.*

(2) Rapport du capitaine Perret, chef de brigade topographique.

par exemple, il existe un vide qui diminue progressivement et qui est occasionné par les remous et les tourbillons. Lorsque le monticule devient assez élevé pour que le sable montant le long du talus passe par-dessus l'obstacle, il le franchit et vient se déposer de l'autre côté, dans l'angle B C D, abrité du vent. Le dépôt B C D, en s'élevant, finit par atteindre le haut de l'obstacle, lequel se trouve noyé sous les deux dépôts, qui se rejoignent. Le tourbillon A disparaît et il reste un profil en pente douce du côté du vent, et au talus naturel d'éboulement du côté opposé. Pour les sables fins, la pente du côté du vent varie généralement de 7 à 12 degrés et le talus d'éboulement se tient à l'inclinaison de 29 à 32 degrés. Il peut même atteindre 45 degrés (1).

L'ouvrage déjà plusieurs fois cité de l'inspecteur des Ponts et Chaussées Minard rapporte, au sujet de l'accumulation du sable contre les obstacles, les résultats d'observations faites autrefois sur les dunes de l'île d'Oléron. Une cabane édifiée sur le sable donne lieu à deux tourbillons à axes horizontaux, l'un du côté qui reçoit le vent, l'autre du côté abrité. Ces tourbillons produisent des affouillements qui entourent la cabane d'un fossé. Puis la cabane se renverse ou descend insensiblement et le sable la recouvre (2).

La dune fixe se produisant là où existe un obstacle, et, d'autre part, le sable s'arrêtant aussi dans les parties humides, on voit que l'emplacement des dunes fixes est déterminé par la topographie du sol naturel, reliefs brusques et lignes d'eau.

Ainsi, les circonstances locales influent sur la formation des dunes, de même que sur le dépôt des matériaux transportés par un cours d'eau. Les dunes présentent leur flanc le moins raide du côté du vent, c'est-à-dire vers l'amont par rapport au courant, exactement comme les bancs transversaux dans les cours d'eau. C'est aussi cette pente adoucie que nous trouvons du côté amont, pour les roches en place usées par le frottement des glaciers. La similitude, on pourrait presque dire l'identité entre les courants d'air et les courants d'eau, se manifeste aussi dans le mode de déplacement des dunes et des bancs de graviers ; les matériaux d'amont montent incessamment le

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

(2) Minard. — *Cours de construction*, etc...

talus adouci, pour atteindre la crête et retomber au delà suivant le talus d'équilibre d'aval. De même, aussi, que les courants d'eau, les courants d'air animés d'une certaine vitesse et possédant par conséquent une certaine puissance de transport ont la propriété d'affouiller leurs propres dépôts, lorsque toute cette puissance n'est pas utilisée. Il n'y a qu'une loi. L'affouillement se produit, naturellement, sur le plan incliné d'amont, et active le mouvement du sable qui remonte la pente douce et retombe de l'autre côté de la crête. Ce mouvement, indéfiniment répété, déplace la dune toute entière, s'il n'y a pas une raison qui la fixe et si d'ailleurs le courant ne change pas de sens.

Quand la dune est isolée et de faible longueur, elle se déforme en se déplaçant. Si elle était primitivement en ligne droite, elle s'incurve en croissant, présentant sa convexité du côté amont; parce que le vent a plus vite déplacé la quantité moins grande du sable des deux extrémités que celle du centre, sur laquelle il agit avec une intensité égale. Là encore, l'analogie avec ce qui se passe pour les bancs du fond des cours d'eau est frappante; c'est toujours l'application du principe de la recherche du moindre travail, la forme convexe ou même en pointe de l'obstacle vers l'amont étant celle qui comporte la moindre résistance au mouvement.

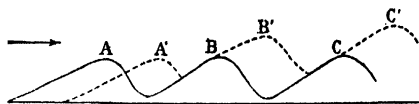
M. Haug, dans le premier volume paru de son *Traité de Géologie* (1907), reproduit d'après M. Walther une figure en plan des dunes en croissant des environs de Boukhara. Sur cette figure, les formes sont, sans doute, schématisées; en tout cas, nous ne connaissons pas d'exemple de topographie exacte qui donne avec cette netteté aux dunes isolées la forme théorique.

Parmi les levés de dunes que nous possédons, celui qui s'en rapproche le plus est la partie Sud-Ouest de la feuille de Bir Soltane, au 100.000e, que nous reproduisons sous le **No 201**. Les dunes sont peu incurvées, mais assez cependant pour faire voir que le vent dominant est celui du Nord-Est.

Mais les dunes sont rarement isolées; elles se présentent plutôt en séries de rides parallèles, d'autant plus élevées qu'elles sont plus éloignées vers l'aval par rapport au vent. Ce fait s'explique de la façon suivante :

Pour qu'une dune se déplace, il n'est pas nécessaire que le vent n'ait plus de sable à apporter, parce que la vitesse de cheminement du sable roulant sur le sol étant toujours beaucoup moindre que la vitesse du vent, la quantité de matières mises en mouvement par un courant d'air n'est jamais un maximum. L'air qui vient de déplacer le sable sur un point le laisse en arrière et se trouve immédiatement disponible pour mettre en mouvement d'autres matériaux déposés plus loin. Il en résulte que tandis qu'une première dune formée s'éloigne, une seconde prend naissance sur l'emplace-

ment primitif de la première, et pour les mêmes causes qui l'avaient déterminée.

Supposons trois dunes parallèles de hauteur égale, A, B, C. Le courant établi dans le sens de la flèche tend à déplacer la dune A pour l'amener en A′ et par conséquent à diminuer la longueur du plan incliné de la dune B, ainsi que la différence de niveau entre le sommet de cette dune et le pied de la dune A. Si la dune A vient en A′, le vent, conservant la même puissance, portera le sommet de la dune B en B′, en rendant à cette dune la longueur de son plan incliné et sa hauteur relative. Pour la même raison, le sommet de la dune C sera transporté en C′. Il est facile de voir que les sommets A′ B′ C′, ou pour mieux dire les crêtes parallèles qu'ils représentent, se tiendront sur un plan incliné vers l'amont.

Quant à la vitesse de formation et de croissance des dunes « l'alluvion éolienne, à coup sûr, a une action puissante à la longue sur le modelé, mais pas plus rapide semble-t-il que l'alluvion fluviale, dont les effets sont parfois instantanés dans le détail, mais ne sont pas immédiatement sensibles dans l'ensemble. Pour les dunes comme pour les vallées d'érosion, il y a un profil d'équilibre, un point au delà duquel les modifications deviennent insensibles (1) ». Ce profil d'équilibre paraît dépendre de la proportion constante de sable apporté par le vent.

Même en ce qui concerne les dunes fixées soit par l'humidité, soit par un obstacle, le fait de l'immobilité de la dune et de la fixité de son profil n'entraîne pas celui de l'immobilité du sable. Les sables chassés par le vent continuent leur mouvement. Ils franchissent les dunes par le mécanisme même qui règle le mouvement des dunes mobiles. Suivant M. Haug, la hauteur de la dune ne reste constante que si la masse de sable transportée est elle-même constante. Dans le cas où il y a augmentation de la masse de sable, la dune s'élève, dans le cas contraire sa hauteur diminue (2).

Après avoir résumé les diverses opinions les plus récentes, qui, d'ailleurs, concordent toutes, sur l'origine des dunes, les conditions de leur mouvement ou celles de leur fixité, ainsi que les diverses variétés de leurs formes suivant les circonstances locales, examinons maintenant quelques exemples

(1) Gautier. — *Etudes Sahariennes.*

(2) Haug. — *Traité de Géologie.*

TUNISIE

N° 201

Échelle du 100.000e

UNISIE

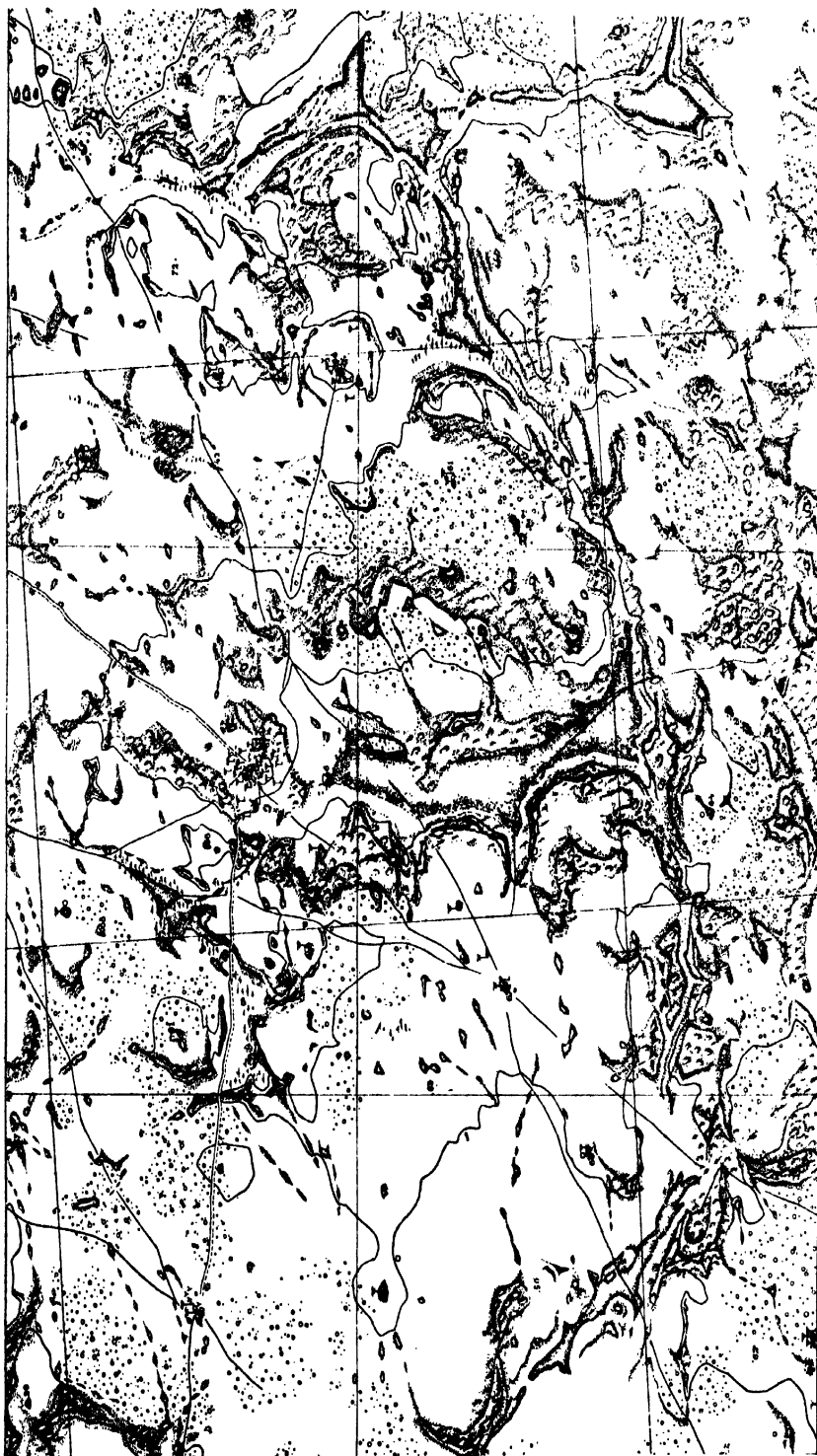
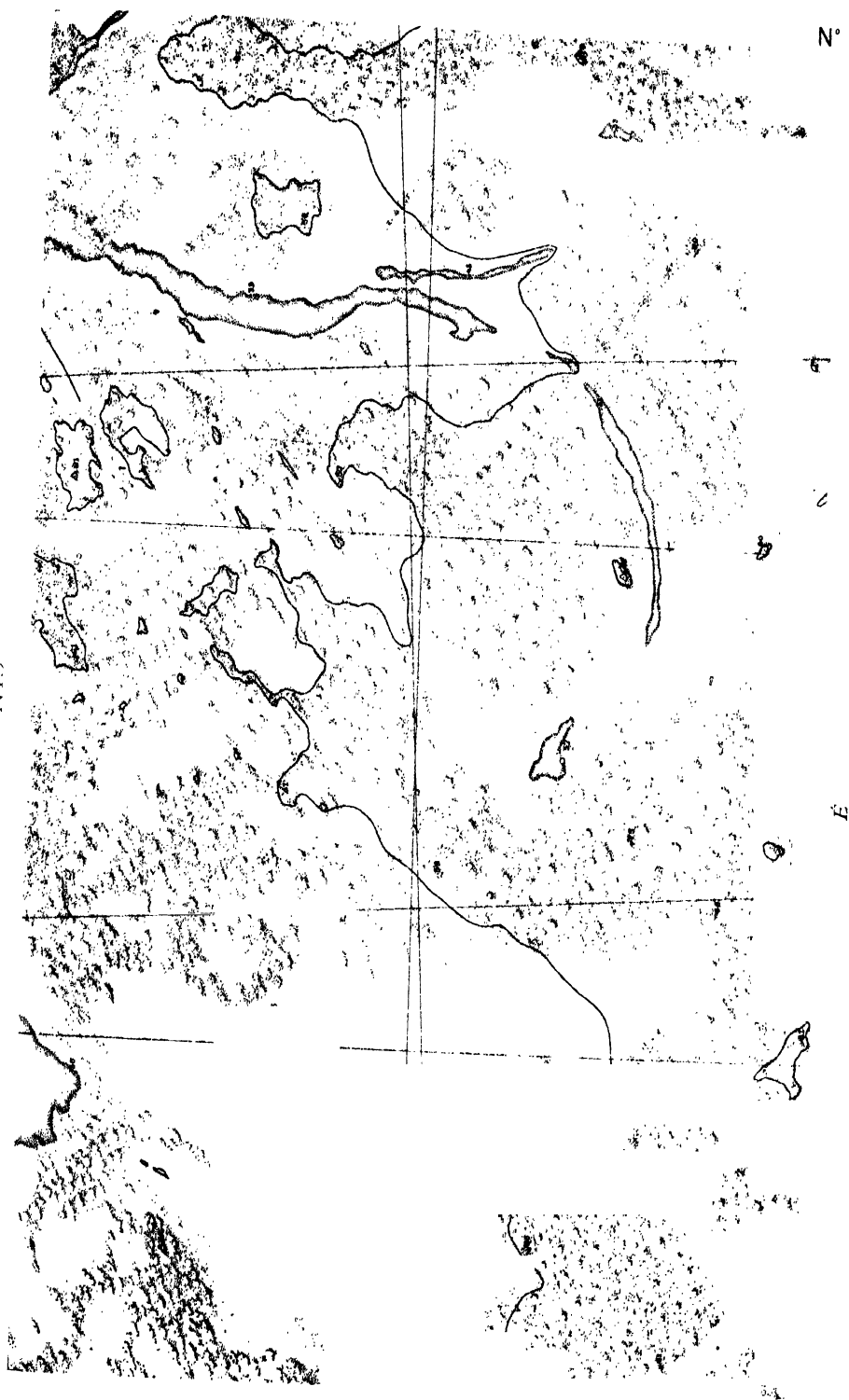
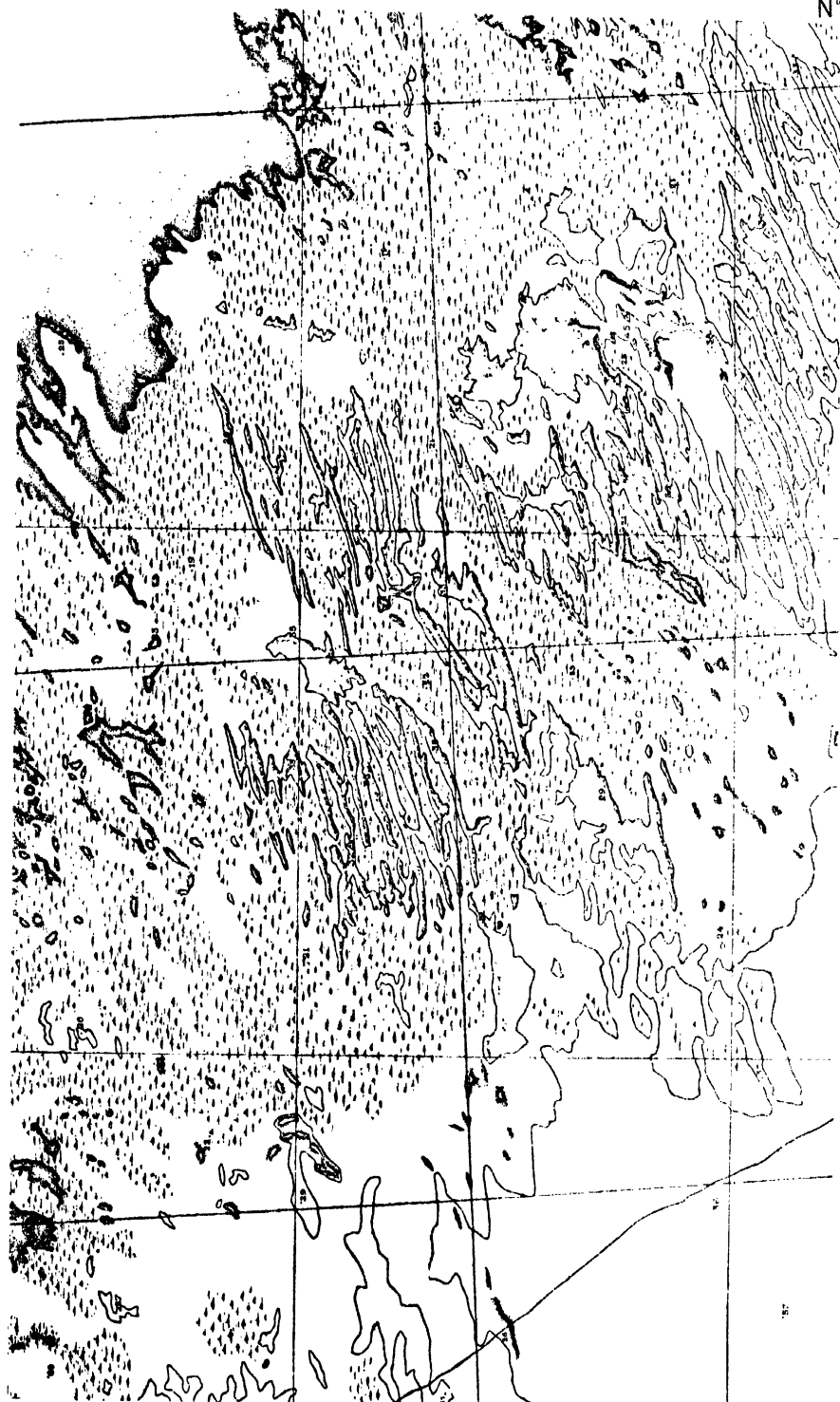
É

N° 203

TUNISIE

Échelle du 100.000e

N° 204

NIS

Echelle du 1:50.000

de topographie de régions sahariennes, ou du moins de celles du commencement du Sahara, pour lesquelles nous avons des levés détaillés et suffisamment précis, autant que peuvent l'exiger des régions de cette nature.

Bien entendu, l'échelle de ces levés est toujours petite. Il est inutile, en effet, de posséder à des dimensions plus grandes que le 100.000e tout au plus, comme levés, pour la publier à échelle moitié ou trois quarts moindre, la physionomie d'un pays où les détails de quelque intérêt font défaut sur de larges espaces.

Il est même à prévoir que nos échelles actuelles vont devenir trop grandes dès que nous entrerons, plus au Sud, dans les régions de plus en plus désertiques, où les pistes tracées de point d'eau en point d'eau deviennent les seuls itinéraires possibles. Lever la mer de sable du grand Erg serait un travail offrant peut-être quelque curiosité, mais sans objet utile.

La région à laquelle nous empruntons les exemples suivants prolonge du côté de l'Ouest et du Nord-Ouest celle du Dahar, qui nous a fourni les spécimens topographiques relatifs à la falaise crétacée du Sud Tunisien. Elle est donc constituée par le plongement des assises crétacées et par le commencement de l'Erg, c'est-à-dire par les dunes recouvrant peu à peu le sol crétacé. Cette partie a fait l'objet des levés exécutés en vue de la carte régulière de la Tunisie pendant la campagne d'hiver 1907-1908 ; elle embrasse la rive Sud du chott El Djerid.

Toute cette étendue, suivant le rapport du capitaine Perret, chef de brigade, est formée de dunes ou de plaines de sable, supportées par une couche gypseuse qui apparaît à nu aux abords du chott. Il n'y a pas de grandes différences de niveau ; les cotes les plus basses sont celles du chott El Djerid, variant de 15 à 20 mètres ; les plus hautes, celles de quelques dunes au Sud, qui n'atteignent pas 100 mètres. Mais on n'en distingue pas moins quatre zones d'aspect différent : 1° le Nefzaoua, au Nord-Est ; 2° des plaines désertiques, au centre et à l'Ouest ; 3° les grandes dunes, au Sud ; 4° les terrains gypseux au Nord et au Nord-Ouest.

1° Dans le Nefzaoua, les dunes sont nombreuses. « Presque chacune d'elles abrite une source, jaillissant d'une sorte de cratère qui occupe le centre de la dune, et les eaux s'étalent en une petite mare, ceinturée par les palmiers s'étageant à l'intérieur du cratère. Les bouquets de verdure, émergeant ainsi des dunes et jonchant à perte de vue la plaine sablonneuse, donnent à cette partie du Nefzaoua un aspect typique (1). »

(1) Rapport du capitaine VIBERT : *Cahiers du Service Géographique de l'Armée*, n° 23, *Matériaux d'études topologiques*. Feuille de Douz.

Cette végétation est surtout dense entre Kébili, Douz et Nouil. Le **N° 202**, extrait des minutes de la feuille de Sabria, représente une partie de ce terrain, dans les environs de l'oasis. Pour la clarté des renseignements donnés par les levés, pour l'intelligence du dessin, nous ne représentons pas en courbes de niveau les mouvements et les accumulations des sables, dont les formes disparaîtraient d'ailleurs entre deux courbes à l'équidistance des levés. Nous employons, pour distinguer les surfaces qu'ils recouvrent, un semis de points plus ou moins serré, plus ou moins foncé, figurant lorsqu'il y a lieu les formes des grandes dunes, avec leurs dimensions. Lorsqu'il s'agit de dunes trop petites pour que l'échelle permette de les détailler, nous adoptons un signe conventionnel en hachures, ayant pour objet de faire connaître l'emplacement couvert et le sens des rides.

2° Vers l'Ouest, les dunes diminuent en nombre et en importance jusqu'à disparaître complètement et faire place à un terrain généralement plat, de constitution gypseuse, sous une couche de sable. Le seul accident qu'on rencontre, dans ces plaines uniformes et monotones, consiste en dépressions plus ou moins étendues, creusées seulement de 1 ou 2 mètres au-dessous du sol naturel, sans présenter d'escarpements ou d'arrachements sur leurs bords. Le fond en est souvent occupé par un puits. Le **N° 203** donne un exemple de ce terrain.

3° Au Sud commencent les grandes dunes, alternées de broussailles, de cuvettes dénudées et de chotts allongés, souvent communiquant entre eux, qui donnent dans leur ensemble l'impression d'un réseau naturel de lignes d'eau tributaires du chott el Djerid. L'altitude s'abaisse graduellement du Sud-Est au Nord-Ouest, dans la direction du chott. Tout le long de son bord méridional, c'est une succession de marécages dont l'allure générale est celle d'un mouvement des eaux vers le chott. Le **N° 204** en représente une partie, dans le Sud de Sabria.

4° Le sol calcaire dur, gypseux, se trahit dans les intervalles entre les dunes et sous les couches minces de sable, par des tufs et des dépôts de plâtre. Il se manifeste dans le fond des cuvettes, sur leurs parois et sur les pentes, par des concrétions, par des cristallisations en paillettes, des tufs boursouflés, et par la poussière impalpable qui résulte de sa désagrégation. Enfin, ce sol apparaît à nu, dégagé de sable et recouvert d'une maigre végétation, dans le voisinage du chott el Djerid. Cette carapace calcaire, qui se creuse vers le chott de bas-fonds marécageux, est absolument plate plus au Sud, à quelque distance.

Les parties basses et marécageuses sont séparées par de longues bandes étroites, en relief, dépourvues de végétation, toutes parallèles et orientées à

peu près du Nord-Est au Sud-Ouest, souvent soudées latéralement entre elles. Ces *ondulations* s'étendent sur une quarantaine de kilomètres. Le capitaine Perret, qui les a étudiées de près, pense que « ce ne sont pas les témoins d'un ancien plateau démoli, mais les plissements parallèles d'une même couche de tufs gypseux... ». Il n'est pas impossible, en effet, qu'il s'agisse d'un ridement à petits plis, dont la raison nous échapperait. Mais il est fort possible aussi que le ridement ne soit qu'apparent et qu'il s'agisse plutôt de cannelures résultant de l'érosion éolienne. A l'appui de cette hypothèse, on doit remarquer : 1° Que les ondulations en question n'affectent guère sur le dessin topographique, fidèle interprète de leurs formes, les allures d'une suite de plis, se relayant plus ou moins, tels qu'on les connaît dans les régions où les surfaces calcaires se montrent très plissées ; 2° Que leur direction, perpendiculaire à celle des lignes de dunes, est celle du vent dominant. On peut donc très bien se trouver en présence de cannelures, dues à l'action du vent et du sable entraîné sur une surface calcaire dénudée.

« Ces plissements, ajoute le capitaine Perret, se prolongent vers l'Est, le long du chott el Djerid, jusqu'à Darjine et Ahmer, en conservant la même orientation et les mêmes caractères ; mais ils sont peu à peu couverts par le sable, jusqu'à disparaître complètement sous les dunes ; puis se démolissent et ne présentent plus que quelques témoins. » Le **N° 205** en donne un exemple très net, pris sur le bord Sud du chott el Djerid. La direction des cannelures y est bien marquée. Le **N° 206** se rapporte à une autre partie, un peu plus à l'Ouest, où l'on voit le sable dessiner des lignes de dépression dans la même orientation. Les allures de ces dépressions, de ces cannelures, la façon dont elles se soudent entre elles, sont absolument d'accord avec la figure que reproduit M. Haug, d'après Sven Hedin, des formes observées par lui dans l'Asie centrale, où de longs sillons creusés de cette manière, dans la direction du vent, sont dus sans nul doute à l'érosion éolienne. C'est une raison de plus de penser que pour ceux que nous donnent nos levés, identiques comme aspect, l'explication doit être la même.

On trouve encore, dans cette région, d'intéressantes preuves de la fixation du sable par l'eau :

« La carapace gypseuse qui règne sur toute la région repose elle-même sur des couches calcaires perméables, qui contiennent la nappe artésienne alimentant les nombreuses sources jaillissantes du Nefzaoua. Ces sources devaient primitivement jaillir au niveau du sol naturel ; mais leur humidité a non seulement fixé le sable avoisinant, mais arrêté et accumulé celui que le vent y a poussé. La force ascendante de l'eau a préservé quelque temps

la source contre cet envahissement, mais le sable, s'amassant et s'élevant de plus en plus autour d'elle, a formé une dune, au centre de laquelle l'eau a continué de jaillir jusqu'à ce qu'elle ait atteint son niveau d'équilibre. Alors la lutte est devenue inégale et l'intervention de l'homme nécessaire pour défendre la source contre les assauts répétés du sable. Sans protection, la source finit par être aveuglée, l'oasis s'étiole et meurt (1). »

Voilà donc encore des dunes qui se déterminent et se développent en raison de la présence de l'eau. Quant au mouvement des sables non fixés, il est réglé, dans la région, par les vents dominants, qui sont celui d'E.-N.-E., violent surtout aux équinoxes, celui du S.-O. qui règne en été, et le vent d'Ouest, qui se fait sentir le plus habituellement, mais avec moins d'intensité. Ces vents sont à peu près de même direction, mais de sens contraire; ils alignent les dunes à peu près du Nord au Sud et du N.-O. au S.-E. Par suite du changement de sens du vent, les ondulations élémentaires de ces dunes sont toujours en mouvement, soit dans un sens, soit dans l'autre, mais leur masse reste à peu près immobile, sous l'effort des courants qui se contrarient.

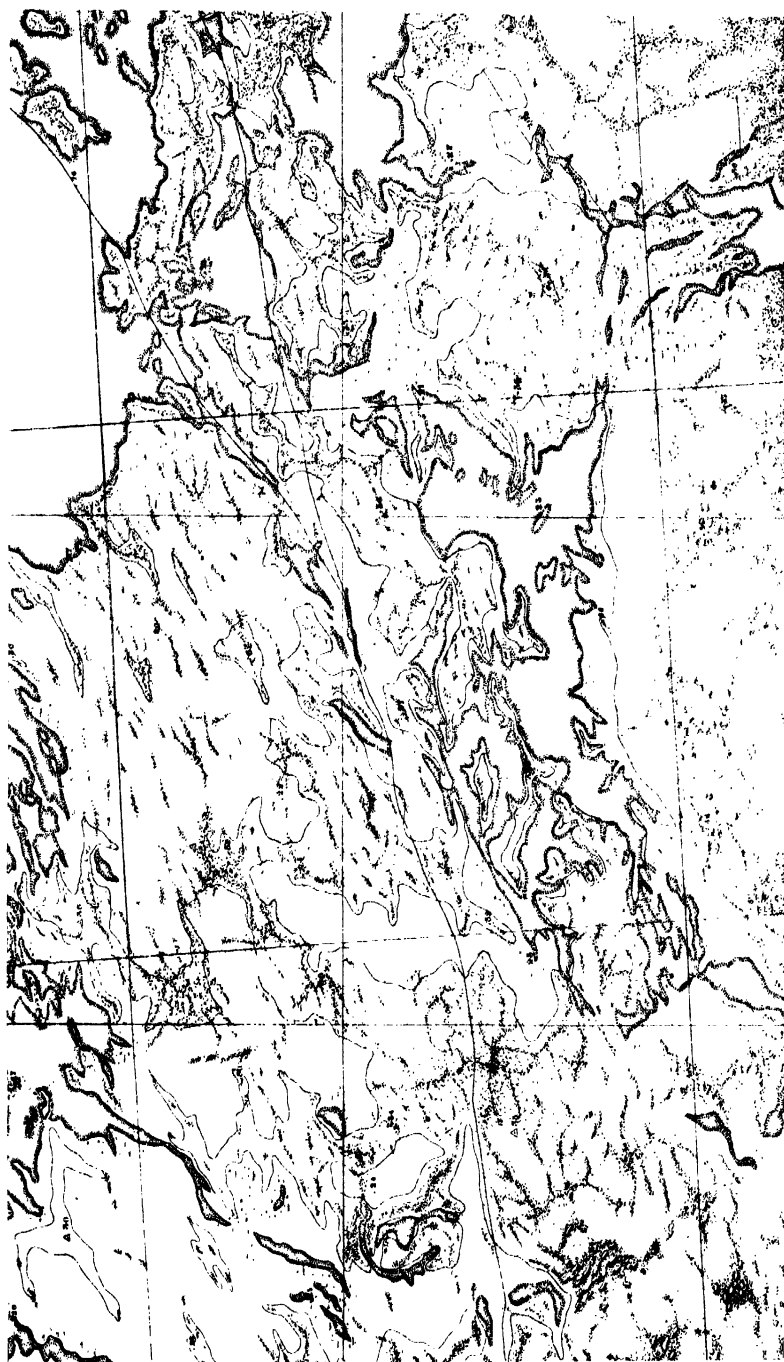
Toutefois, ces courants contraires ne s'annulent pas exactement; le vent d'E.-N.-E. prédomine, et il en résulte que les dunes mobiles progressent lentement vers l'O.-S.-O. Cet effet est rendu très manifeste sur certains bords orientaux du chott el Djerid, récemment envahis par le sable. Le sol uni y est encore à découvert dans les intervalles des dunes, et la surimposition du relief de ces dunes à un dessin différent d'accidents du sol y est très frappante.

Les déplacements du sable sont appréciables en quelques années, au point d'amener une discordance marquée, déjà visible à l'échelle des levés, entre les raccords de deux feuilles contiguës de la carte. Les lignes parallèles des dunes mobiles sont indépendantes des lignes de l'érosion fluviale ancienne, qui ravinent la surface calcaire en se dirigeant vers le chott, collecteur des eaux courantes sous un régime différent de celui d'aujourd'hui, mais dont l'époque paraît, en définitive, peu éloignée de la nôtre.

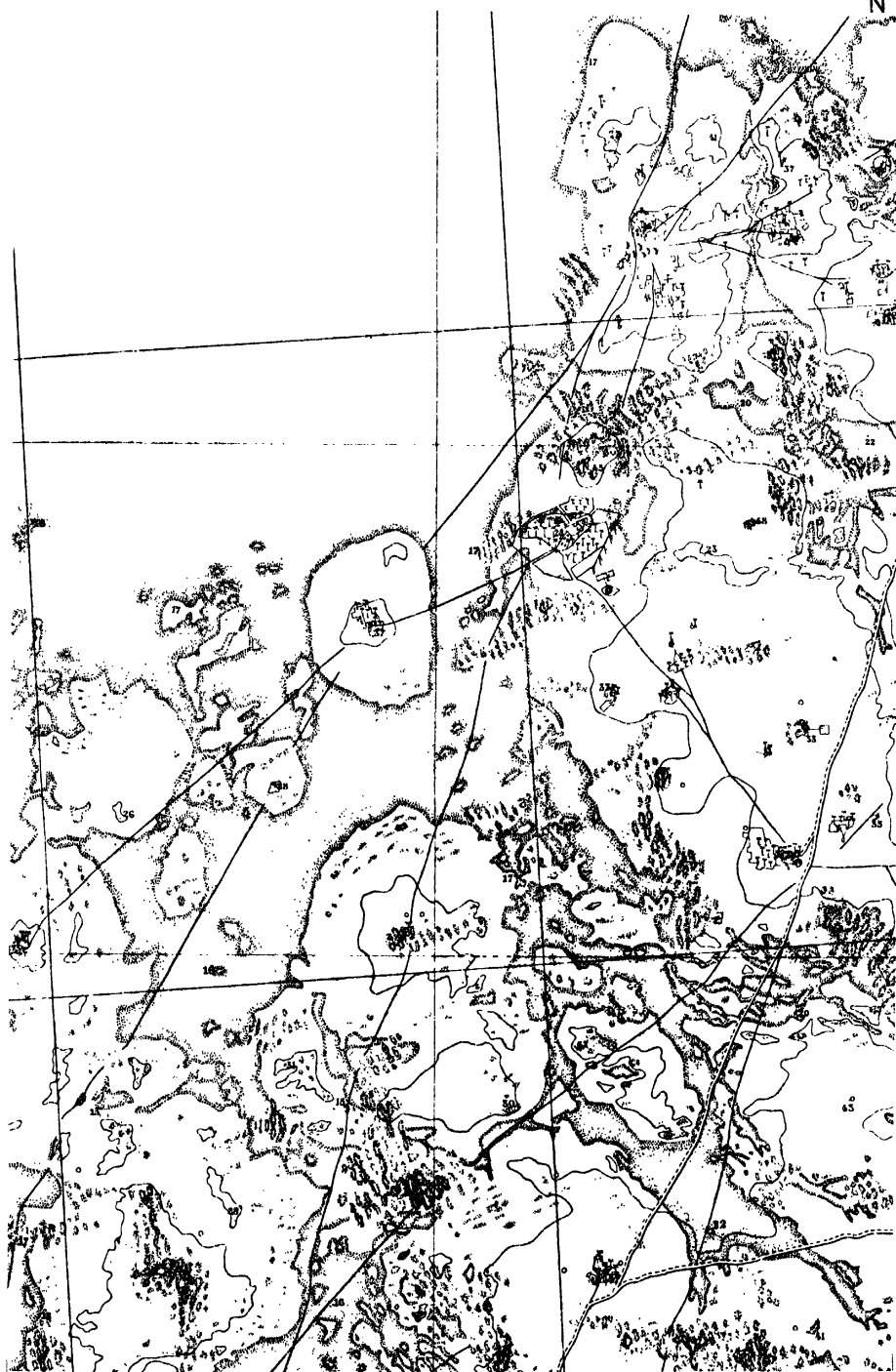
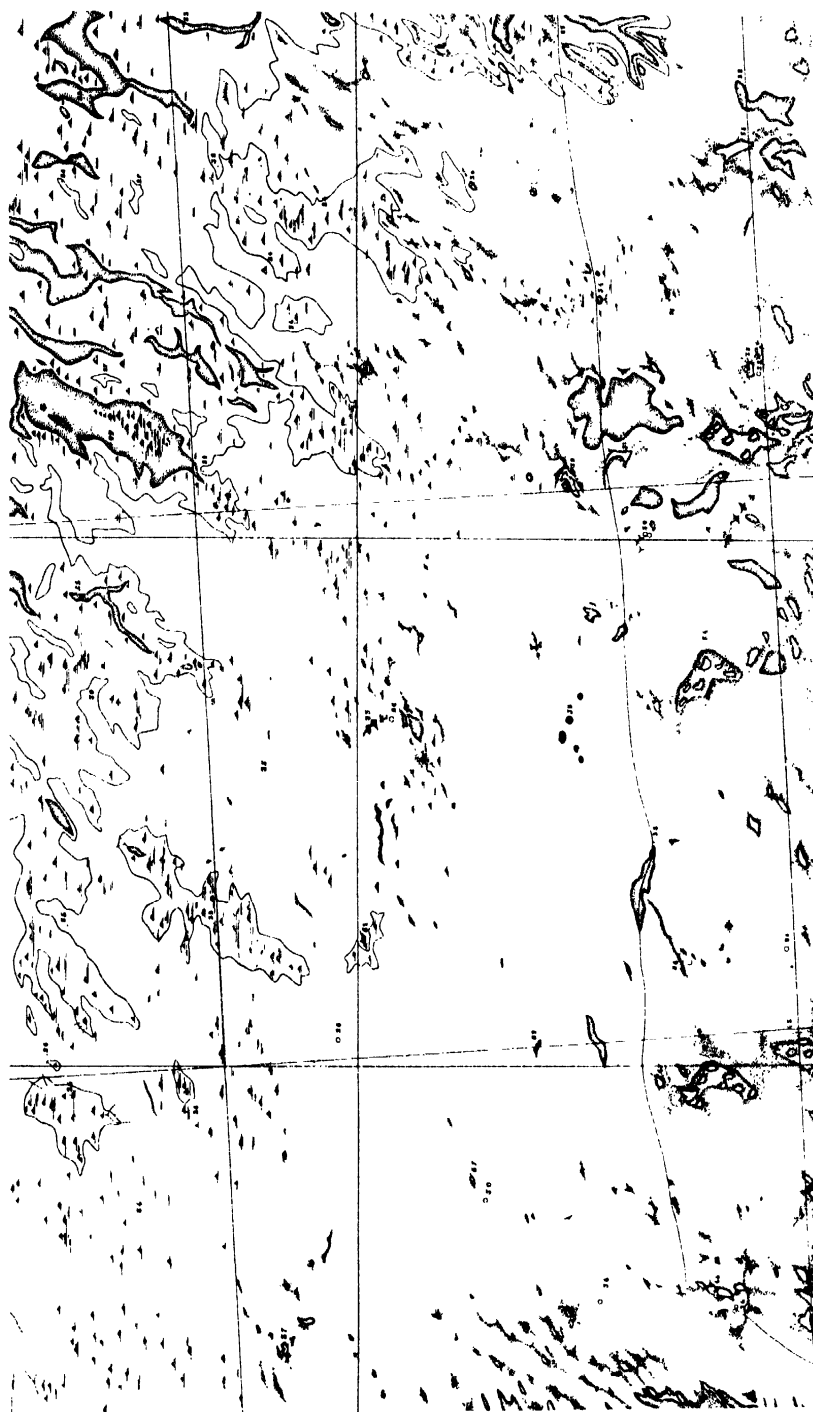
Le **N° 207**, extrait des levés de la feuille de Jarsine, donne un très frappant exemple de cette topographie. On y voit les séries de lignes de dunes s'avancer vers l'Ouest en franchissant les limites du chott.

La forme en croissant dont la convexité regarde le côté du vent est très visible dans les levés de grandes dunes, telles que celles de Mergueb el Aouini, Chouchet el Alenndaïa, à l'Est de la traînée de Draa Slitina, que représente le **N° 208**, extrait des levés de la feuille de Redjem Maatoug. Le morceau **N° 209**, de la même feuille, montre la

(1) Rapport du Capitaine Perret (campagne topographique de 1908-1909).

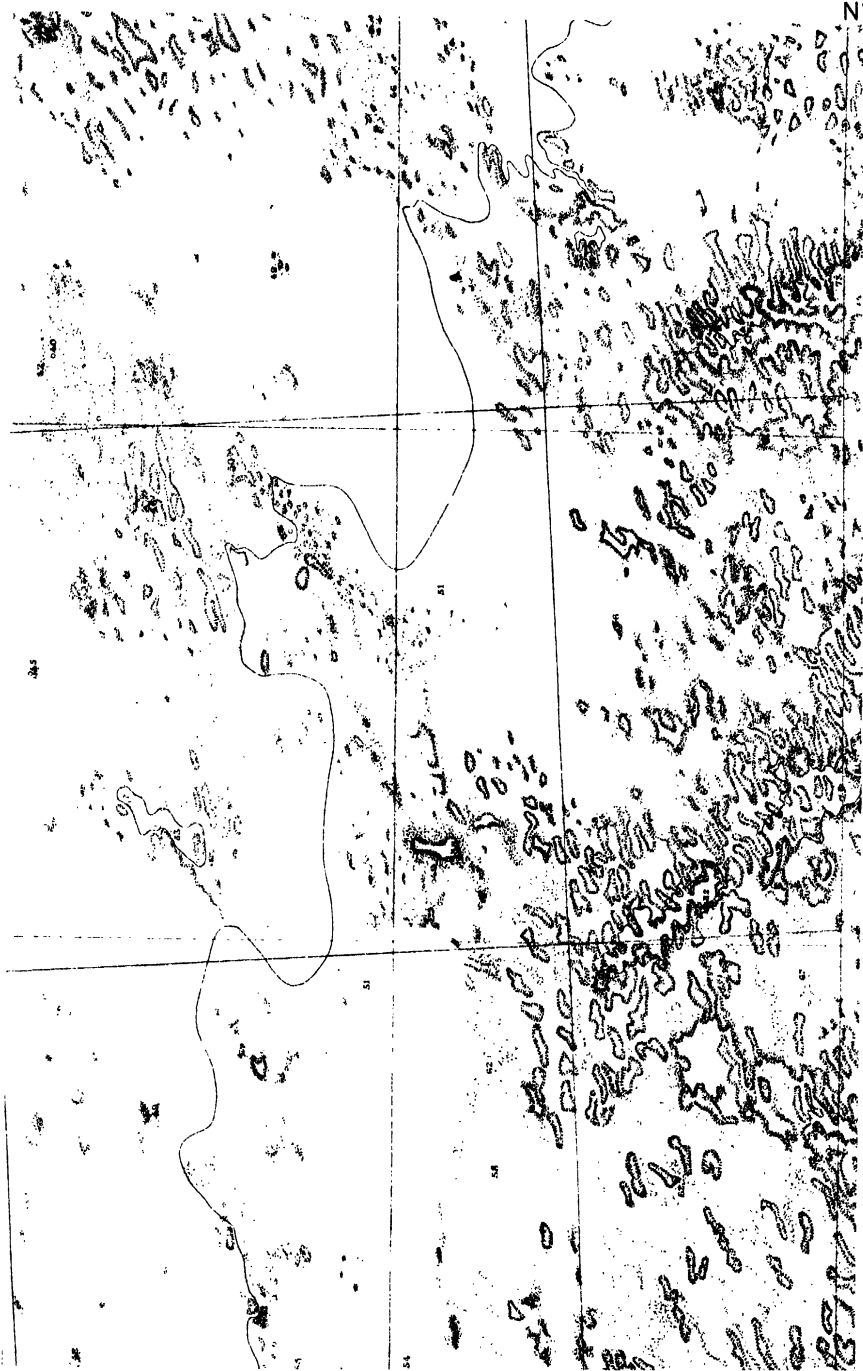
TUNISIE

Échelle du 100.000ᵉ

TUNISIE

N° 207

Échelle du 100.000ᵉ

TUNISIE

N° 209

TUNISIE

Échelle du 100.000e

topographie compliquée des grandes dunes de Korbet Saïnini, Korbet Guenaouba, Korbet Oulad Kriar, etc..., situées encore plus au Sud. Ce sont alors de véritables dunes du grand Erg.

Pour donner des exemples tirés de cette belle topographie du Sud Tunisien, nous n'avions que l'embarras du choix. Tout mériterait d'être présenté comme spécimens, curieux à tant d'égards ! Les formes spéciales au plateau calcaire, à ses érosions, aux dunes qui l'envahissent, aux chotts, aux sebkhas, constituent dans leur genre une très intéressante contre-partie aux remarquables exemples de plis démantelés que nous ont offerts les confins du Sahara en Tunisie et surtout dans le Sud Oranais. Jamais, avant les levés actuels de nos brigades topographiques, ces formes n'avaient été si bien étudiées et rendues dans tous leurs détails. Nous ne saurions trop le répéter, tout l'honneur en revient aux officiers topographes, aux chefs de brigade qui les ont instruits, aux officiers supérieurs qui les ont dirigés.

INFLUENCE DES EXTENSIONS GLACIAIRES SUR LA TOPOGRAPHIE DES RÉGIONS MOYENNES

Dans la partie géologique qui sert d'introduction à notre travail, nous avons dit quelques mots de l'ancienne extension des glaciers, dont les traces permettent de reconnaître que les glaces de la région polaire se sont avancées autrefois aux États-Unis jusqu'au-dessous du 40e degré de latitude et en Europe jusqu'au 50e, couvrant la majeure partie des territoires des pays du Nord (1).

Nous avons rapporté aussi que les études nouvelles ont conduit à distinguer quatre périodes de glaciation, correspondant à des extensions séparées par des périodes de retrait, et à préciser les limites des glaciers correspondant à chacune de ces périodes (2).

Mais nous avons ajouté que si les effets des anciennes extensions glaciaires se reconnaissent dans les régions montagneuses à certains caractères

(1) Voir pages 87 et 88.

(2) Voir page 270.

spéciaux qui tendent à s'effacer avec le temps, « il ne semble pas que cet énorme glacier du Nord ait donné lieu à des formes typiques sensibles, à autre chose que des dépôts morainiques d'une topographie très vague (1) ».

Lorsque nous avons écrit ces lignes, nous n'avions pas encore connaissance des remarquables exemples de topographie glaciaire qui ont été donnés par le *Professionnal Paper n° 60*, de la belle publication du Geological Survey des Etats-Unis (2). Il y a là des caractères très nets que nous devons examiner, bien que le sol de la France, et à plus forte raison celui du Nord de l'Afrique, sur lesquels porte principalement notre étude, et dont nos topographes ont surtout à s'occuper, soient en dehors des limites de ces anciens grands glaciers, au delà des moraines frontales de leur plus large extension.

M. de Martonne fait observer que les grandes calottes glaciaires, telles que celles actuelles des régions polaires, ne peuvent pas être considérées comme des *glaciers morts* « car leur surface se déplace avec une vitesse appréciable (on a observé 1m,35 par mois). L'écoulement est déterminé par le détachement des *icebergs* (3) ».

S'il y a, comme dans les glaciers de vallées des régions montagneuses, écoulement, mouvement plus ou moins continu d'amont en aval d'une masse de glace épaisse et par conséquent pesante, il y a aussi transport de matériaux morainiques à la surface, dans l'épaisseur de la masse et sur le fond, en même temps que rabotage de ce fond, usure de son relief, polissage et moutonnage des roches en place résistantes, etc... Enfin, constitution d'une moraine frontale et dépôt de la moraine profonde quand le glacier s'arrête; puis abandon de la moraine frontale ainsi que des parties déposées et laissées à nu des moraines profondes, quand le glacier recule, c'est-à-dire dans les périodes interglaciaires, au cours desquelles ces parties les plus avancées se transforment en glacier mort et fondent sur place.

C'est bien effectivement ce que l'on constate; mais au point de vue spécial qui nous occupe, la question est de savoir comment et jusqu'à quel point les faits observés peuvent se traduire sur les documents topographiques aux échelles en usage. C'est ce que nous allons examiner, autant que les documents publiés nous le permettent.

Nous avons déjà fait remarquer que ce qui rend la topographie glaciaire moins bien définie que la topographie torrentielle, c'est la facilité avec

---

(1) Voir pages 87 et 88.

(2) SALISBURY et ATWOOD. — *The interpretation of Topographic maps.*

(3) E. DE MARTONNE. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 4.

laquelle le ruissellement et l'action des cours d'eau, se répétant indéfiniment, modifient les appareils glaciaires abandonnés. Voici, sur ce point, ce que nous lisons dans le tout récent *Traité de Géographie physique* de M. de Martonne :

« Les formes créées par le modelé glaciaire sont périssables comme les formes créées par les mouvements du sol ou les phénomènes volcaniques, car dès que l'extension glaciaire a pris fin, elles sont soumises à l'érosion fluviale, qui reste toujours en dernière ligne la maîtresse... Si nous portons notre attention vers les contrées où les traces glaciaires sont les plus anciennes, vers celles qui n'ont été couvertes que par la grande extension, nous voyons que l'érosion subaérienne a déjà pris l'avantage; souvent, elle a si complètement fait disparaître les traits de la topographie glaciaire, qu'il est difficile de fixer exactement les limites des anciens glaciers.

» Les efforts portent sur la régularisation de l'hydrographie : Les lacs se vident en brisant les remparts morainiques par des cataractes (Imatra en Finlande) ; les alluvions des rivières tendent à les combler. Quand tous les lacs ont un écoulement superficiel, il y a déjà un premier progrès. C'est à ce stade que se trouve en ce moment l'Amérique du Nord, sauf le Canada et le Nord du Maine.

» Le drainage une fois organisé, le comblement et le videment des lacs s'achèvent; l'érosion attaque les moraines, dont les formes caractéristiques sont bientôt rendues méconnaissables. Une partie de l'Allemagne du Nord et de la Russie en est là.

» Enfin, l'empreinte de l'érosion subaérienne s'étend à tout le modelé. Seul, le géologue, peut reconnaître, par l'examen du sous-sol formé d'argile à blocs striés, l'ancienne extension du glacier. C'est à ce stade que se trouvent le Sud de la Saxe et le Nord de la Silésie en Europe; le Missouri et le Kentucky aux États-Unis. L'invasion glaciaire dans ces régions serait aussi peu intéressante pour le géographe que la glaciation carbonifère, si la nature physique du sol dérivé des anciennes moraines n'influait sur l'agriculture et la répartition des populations (1). »

Dès l'instant où la *cause* qui a produit une topographie glaciaire spéciale a cessé d'exister, tandis que des actions tendant à produire des effets différents se sont substituées à cette cause et toujours exercées depuis sur les mêmes emplacements, cette topographie glaciaire a dû s'effacer graduellement, et ce qui en subsiste doit dépendre, en chaque point considéré, des conditions locales. M. de Martonne nous dit que les traits morphologiques

(1) EM. DE MARTONNE. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 4.

des régions jadis entièrement recouvertes par une calotte glaciaire comparable à celle du Groënland actuel sont plus simples et plus monotones que ceux des glaciers du type alpin, lesquels se retrouvent dans toutes les grandes chaînes de plissement récent. Il reproduit un spécimen au 62.500e de topographie du Maine (États-Unis) où l'on voit une région accidentée, d'un relief tourmenté, composée surtout de mamelons juxtaposés qui ne paraissent obéir à aucune loi, donnant lieu à des lignes hydrographiques d'un tracé capricieux et compliqué, avec une quantité de petits lacs très irréguliers.

« L'effet caractéristique de l'érosion glaciaire, qui est de raboter et arrondir les saillies, s'est fait sentir partout uniformément, créant cette topographie confuse de cuvettes et de roches moutonnées. »

Peut-on, cependant, à la seule inspection du document topographique, *diagnostiquer* une érosion glaciaire? Cela nous semble douteux. Les formes représentées ne nous paraissent pas, dans leur définition en courbes de niveau, se séparer bien nettement de celles que peut revêtir une région imperméable granitique ou gréseuse, d'autant plus attaquée par les érosions subaériennes que la roche contient plus d'argile ou de feldspath dont la mise en liberté assure précisément l'empâtement et l'imperméabilité des fonds. Aucun orientement plus particulier des lignes oro-hydrographiques ne révèle la direction du mouvement de la glace, ni celle des érosions que ce mouvement a provoquées; aucune répartition plus ou moins régulière des pentes fortes et faibles n'indique *le sens* de ce mouvement.

L'inspection du terrain lui-même, qui permet de constater dans le détail le moutonnage, le striage et le polissage, procure sans doute à cet égard des certitudes que nous n'obtenons pas au seul examen d'un levé en courbes de niveau, si précis qu'on le suppose.

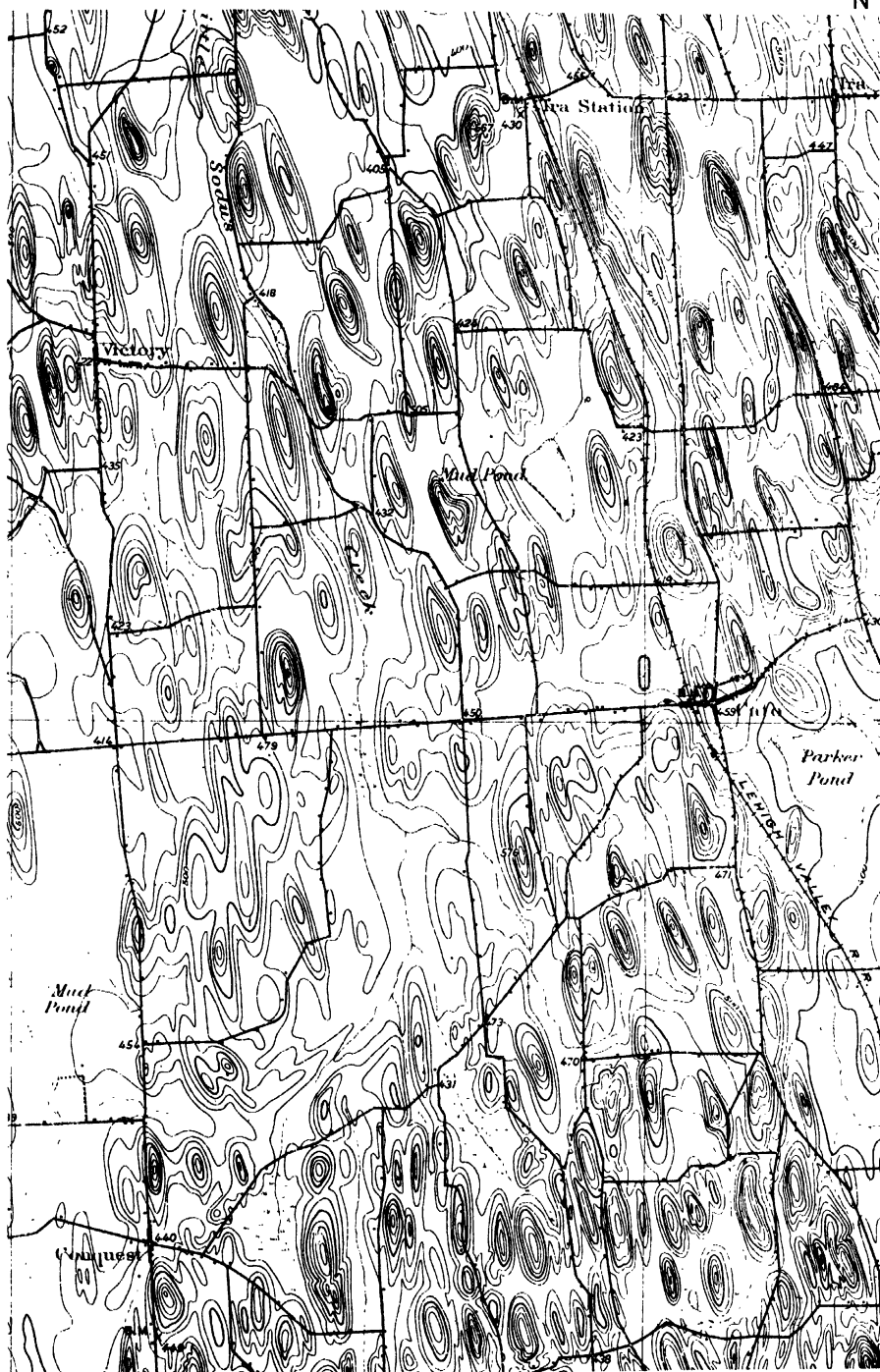
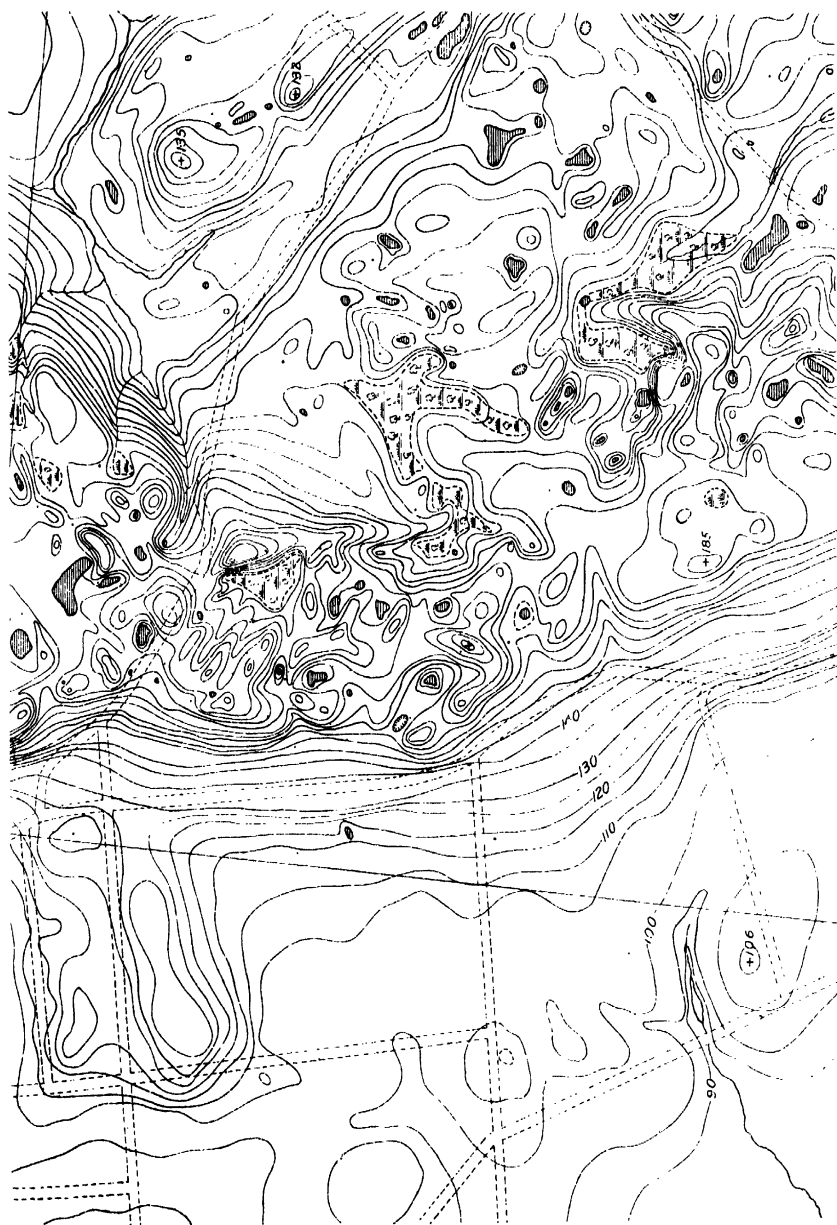
Un autre exemple, pris en Norvège, est peut-être plus typique surtout parce qu'il contient un *fjord;* nous y reviendrons en étudiant les appareils littoraux.

Mais il en est tout autrement lorsqu'il s'agit des moraines de fond, qui correspondent à une topographie très spéciale. Alors, la direction et même le sens du mouvement de la glace peuvent être clairement révélés par l'orientement et la forme des dépôts. Les effets produits par l'alluvionnement sont donc aux échelles topographiques, lorsqu'il s'agit des grandes calottes glaciaires, plus significatifs que ceux qui résultent de l'érosion.

« L'importance des dépôts des calottes glaciaires quaternaires est en rapport avec l'érosion qu'elles étaient capables d'exercer. La moraine de fond enveloppe souvent les roches moutonnées; elle devient de plus en plus

Échelle du 62.500e

N° 209ᵀᴱᴿ

Échelle du 62.500ᵉ

ÉTATS-UNIS

Échelle du 12.500ᵉ

dominante lorsqu'on s'éloigne du centre de la glaciation et finit par noyer entièrement tous les reliefs. Dans la plus grande partie de l'Allemagne du Nord, une partie du S.-E. de la Suède, la Finlande, une zone s'étendant de la Pensylvanie au Wisconsin dans les États-Unis, toute la topographie est ainsi due à la moraine de fond.

» Ce dépôt est généralement formé par une boue argilo-marneuse mêlée de cailloux striés et de blocs atteignant parfois plusieurs mètres cubes. Mais on rencontre aussi des couches de sable ou de cailloutis.

» La confusion de la topographie semble au premier abord inextricable. On est cependant arrivé à distinguer des formes pour lesquelles il existe même des noms locaux *(drumlin, œsar, esker)*.

» Le nom de *drumlin* est appliqué en Irlande à des buttes, généralement ovoïdes, formées de matériaux de moraine de fond et groupées en alignements parallèles suivant la direction du mouvement de la glace. Les mêmes formes existent en Bavière, dans l'Allemagne du Nord, la Suède. Aux États-Unis, les drumlins couvrent tout le Nord du Wisconsin et y atteignent des dimensions relativement considérables.

» Le mot scandinave *œsar* désigne des sortes de digues naturelles, suivant à peu près la même direction que les alignements de drumlins et perpendiculaires aux moraines frontales, mais formées de couches présentant la stratification torrentielle. On les considère comme le résultat de dépôts de torrents sous-glaciaires. Leur rôle dans la géographie de la Finlande est des plus frappants. Ils barrent souvent les lacs, sont suivis par les routes et recherchés par les hameaux, qui y sont à l'abri des inondations. En Amérique, les *eskers* sont l'équivalent des œsars; ils ont aussi servi de chaussées naturelles dans les régions marécageuses (1). »

L'ouvrage de M. de Martonne reproduit un fragment de la représentation des drumlins sur la carte topographique des États-Unis; le morceau choisi appartient au Wisconsin. Nous en donnons deux autres exemples (**N**os **209** *bis* et **209** *ter*), ceux qui figurent dans l'ouvrage *The interpretation of topographic maps;* tous deux sont à l'échelle du 62.500e, qui est celle de la carte américaine.

Le premier exemple représente, dit le texte, « une phase particulière de la topographie d'un terrain de moraine. Les traits caractéristiques qu'on y remarque sont : 1° le drainage insignifiant indiqué par les marais, les lacs et les rivières sans vallées réelles; 2° les collines elliptiques de *diluvium* connues sous le nom de *drumlins*. Elles sont allongées dans le sens du mouvement de la glace et se rencontrent soit isolées,

(1) Em. de Martonne. — *Traité de Géographie physique,* fascicule 4.

soit par paires, soit par groupes. Leurs extrémités en pente rapide sont pour la plupart tournées vers le Nord-Est, direction d'où venait la glace ».

Il est évident que les amas de matériaux tombés au fond d'un glacier, ou arrachés par le frottement de la glace aux parois du fond et véhiculés plus loin, destinés finalement à grossir la moraine frontale, ne peuvent pas se disposer par bancs transversaux par rapport à la direction du courant, comme les dépôts mobiles sous l'action des courants d'air ou des courants d'eau. Ils s'accumulent au hasard des vides et des saillies du fond, correspondant plus ou moins aux vides et aux saillies de la partie inférieure de la glace, suivant les résistances et les pressions, en tas quelconques que la progression de la glace transforme en traînées allongées dans le sens du mouvement, leur donnant une forme plus ou moins elliptique. C'est sous cette forme qu'ils apparaissent au jour, lorsque le mouvement a cessé et quand le glacier, transformé d'abord en glacier mort, a disparu.

Le second exemple « montre des drumlins d'un autre type, commun à l'Ouest de New-York. Ils sont beaucoup plus nombreux, ont des pentes plus raides et sont plus hauts et plus étroits que ceux du Wisconsin. L'époque récente de l'assèchement est à noter (1) ».

Dans cet exemple **N° 209** *ter* l'alignement des plus grandes dimensions des drumlins sur la direction du courant est aussi net que dans le premier. On n'y remarque guère de différence entre la raideur des pentes regardant l'amont et celle des pentes regardant l'aval. La déclivité générale, que montrent les ruisseaux, est en sens inverse du mouvement de la glace.

Les moraines terminales de ces immenses glaciers affectent, d'une manière générale et dans leur ensemble, les formes classiques (2). Les profils successifs en sont dissymétriques, avec pente intérieure plus raide; le tracé en plan est convexe vers l'extérieur. Il y a une relation très intéressante entre leurs dispositions et les configurations actuelles des parties méridionales des grands lacs, Michigan, Huron, Erie, anciennes cuvettes glaciaires dont l'histoire un peu compliquée a été faite par les géologues américains. Elles dessinent au Sud de ces lacs des festons à plusieurs rangs, suivant les étapes successives du retrait des glaces. Sur de grands espaces, leurs dispositions d'ensemble sont reconnaissables; mais leurs formes de détail, topographiques, sont beaucoup moins nettes. En avant s'étendent de grandes nappes fluvio-glaciaires en pentes douces, analogues aux dépôts de la Dombes et de Lannemezan. Le tout est remanié, raviné, modelé par

(1) Salisbury et Atwood. — *The interpretation of topographic maps.*

(2) Voir pages 266 à 270.

les eaux de fonte, par les cours d'eau et par le ruissellement, de telle façon que dans les mouvements qui en résultent, on trouve tout à la fois des amas confus de matériaux ayant encore gardé le caractère morainique et des parties plus ou moins régulièrement stratifiées.

Si les grands talus en avant des moraines se signalent par des pentes douces, uniformes, plus ou moins coniques ou planes, les moraines elles-mêmes se distinguent plutôt par l'irrégularité de leur topographie. Les formes, généralement molles, comportent cependant des pentes assez rapides par endroits, de nombreux sommets isolés, arrondis ou allongés. Des fonds marécageux et des pièces d'eau souvent sans écoulement, remplissant des dépressions plus ou moins étendues, attestent la nature imperméable de la boue glaciaire qui empâte les matériaux du sol. L'exemple **N° 209** *quater*, extrait du même ouvrage que les deux précédents, représente un fragment de ces moraines à une échelle voisine du 10.000e. Les courbes de niveau sont à l'équidistance de 5 pieds, soit à peu près 1m,50. C'est un beau spécimen de topographie morainique.

APPAREILS LITTORAUX

LIGNES DE RIVAGES

La topographie particulière aux lignes de côtes maritimes est régie :

1º Par l'action érosive du mouvement de la vague sur les divers terrains avec lesquels elle est en contact. L'effet de cette action dépend donc en très grande partie de la nature des roches, de leur degré de résistance, et aussi de la structure locale.

2º Par l'action déplaçante de ce même mouvement de la vague sur les matériaux provenant des érosions diverses qui affectent les terrains voisins du rivage, et aussi sur les alluvions, en masses souvent considérables, apportées par les fleuves. Les résultats topographiques du déplacement de ces matériaux dépendent en grande partie de la profondeur de la mer le long de la côte.

3º Par les mouvements tectoniques, lents ou rapides, mais le plus généralement très lents, soit positifs, ayant pour effet un empiètement progressif de la mer, soit négatifs, produisant un recul.

De ces diverses causes agissant seules ou combinées résultent certaines formes élémentaires, qui, elles aussi, peuvent se combiner entre elles ou se modifier selon les circonstances. Parmi ces formes, il en est une, celle des dunes, que nous avons déjà examinée au précédent chapitre dans des conditions un peu différentes, mais assez analogues cependant pour permettre un rapprochement. Nous commencerons donc l'étude des appareils littoraux par ce sujet, servant, si l'on veut, de trait d'union.

Plages de sable, dunes (1). — Lorsque le fond de la mer, dans le voisinage de la côte, est composé de sables, et lorsqu'en même temps le rivage est très faiblement incliné, s'il y a des marées qui couvrent et

(1) Voir Elie de Beaumont. — *Leçons de Géologie pratique.*

découvrent les plages alternativement, il se produit presque toujours des dunes. La mer remanie à chaque marée haute les dépôts de sables qu'elle a laissés; elle y apporte de nouveaux matériaux, provenant généralement de l'attaque des terrains voisins par la vague. A chaque marée basse, le sable sèche très vite, et s'il est assez léger, si ses grains sont assez fins, le vent en enlève une partie pour la déposer plus loin. Une certaine quantité de ce sable peut être emportée par les tourbillons quand le vent souffle avec violence; mais, en général, le mouvement s'opère comme dans le cas des dunes du désert. La seule différence est que dans le désert le sable provient de l'érosion subaérienne d'une surface indéterminée, s'étendant plus ou moins loin et d'une façon variable dans la direction d'où vient le vent, tandis que lorsqu'il s'agit d'une plage maritime, le mouvement du sable commence forcément à peu de distance de la mer et toujours parallèlement au bord de l'eau. Sous cette réserve, le mécanisme de l'édification des dunes est le même dans les deux cas.

Le vent dominant est presque toujours celui qui souffle de la mer; il règne avec la même intensité sur tous les points de la côte, et comme il est toujours sensiblement parallèle à lui-même, le profil des dunes doit s'établir partout dans les mêmes conditions, à la même distance du rivage. Les inflexions de ce rivage, à moins qu'il n'y ait des différences de pente, des changements dans la nature des dépôts sableux, ou toute autre raison modificative locale, sont donc parallèlement reproduites, à une distance constante, par la zone des dunes.

Cette zone présente souvent plusieurs lignes de dunes très rapprochées et d'autant plus élevées qu'elles sont plus éloignées de la mer, pour les raisons déjà exposées (1). La première ligne de dunes ne s'établit pas d'ordinaire en même temps sur toute la longueur du rivage sablonneux. Il s'élève d'abord des monticules de dimensions diverses, séparés par des intervalles qui se remplissent peu à peu, souvent quand les dunes sont déjà en mouvement. La marche ne s'opère pas non plus avec une régularité parfaite : tandis que sur tel point les dunes restent à peu près stationnaires, sur tel autre point elles avancent rapidement; puis l'inverse a lieu; les dunes restées en arrière finissent par rejoindre les autres, et en définitive tout l'ensemble s'étend vers l'intérieur des terres, s'il existe dans le voisinage de la mer un grand espace uni et sans obstacles. La vitesse de propagation dépend de la force et de la persistance du vent, de la pente du terrain, de la légèreté du sable, etc...

---

(1) Voir page 514.

Il existe sur les côtes de France de nombreuses plages de sable avec dunes. Les plus remarquables sont celles de Picardie, de Normandie et surtout de Gascogne. Sur la carte de France au 80.000^e, ces dunes ont été représentées par un signe conventionnel en hachures fines, analogue à celui que nos topographes d'Algérie et de Tunisie emploient pour les lignes de petites dunes. Ainsi est figurée sur les feuilles de Barneville et de Coutances la côte occidentale du Cotentin, formée par des bancs de rochers plats qui s'étendent au loin avec une faible pente au-dessous du niveau de la mer et sont recouverts par des sables, qui produisent sur le rivage plusieurs lignes de dunes. Derrière ces lignes s'étendent des dépressions que la mer envahit à marée haute, des terrains bas parsemés de marécages et de ruisseaux.

Le **N° 210**, extrait des minutes au 40.000^e, montre comment ces particularités ont été traitées autrefois par les topographes de la carte de France.

Nous n'avons encore, jusqu'à présent, que peu de dunes représentées dans nos levés à grande échelle en vue de la nouvelle carte ; cependant nous pouvons en donner quelques exemples :

Le **N° 211** représente une partie des dunes à l'Ouest de Dunkerque, à l'échelle du 20.000^e. Pour les plus élevées d'entre elles, les différences de niveau dépassent vingt mètres. Le **N° 212** donne une partie des dunes voisines de Calais, beaucoup moins grandes que les précédentes. Leur topographie spéciale n'est pas toujours facile à rendre par des courbes de niveau régulières. Elle est figurée autant qu'elle peut l'être, c'est-à-dire sommairement, même aux échelles du 10.000^e et du 20.000^e.

Toutes les plages de sable ne sont pas dans les conditions requises pour que les dunes s'y développent ; d'abord, parce que toutes ne sont pas soumises à un vent assez persistant dans une direction déterminée, et surtout parce que tous les sables ne sont pas susceptibles d'être entraînés de cette façon. Les sables qui restent humides, soit en raison de leur nature, soit à cause de la présence de l'eau à faible distance dans leur profondeur, demeurent agglomérés et ne donnent que très peu de prise au vent. Ainsi, le sable de la baie du Mont Saint-Michel, très mobile lorsqu'il est immergé, devient assez ferme et assez aggloméré quand la mer se retire pour que le vent soit à peu près sans effet sur lui.

Les dunes sont rares sur les parties rocheuses des côtes de la Bretagne et de la Vendée ; elles n'y existent régulièrement qu'au fond de certaines anses et à l'embouchure des rivières, lorsque l'ouverture des vallées interrompt sur quelque largeur la continuité des rochers de la côte. Le terrain n'étant pas plat, les lignes que figurent en plan les rivages sont généralement courbes et convexes du côté de la vallée ; elles dessinent de légers

rentrants vers l'intérieur. Le **N° 213** en donne un exemple extrait des anciennes minutes au 40.000e.

Mais la région des côtes de France où les dunes sont le plus développées est celle du golfe de Gascogne. Elles commencent à l'embouchure de la Gironde, sur la rive gauche, qui est constituée par les sables des Landes, tandis que la rive droite appartient aux calcaires tertiaires.

Depuis la pointe de Graves jusqu'aux falaises de Biarritz, la côte s'étend en ligne droite presque sans découpures. Tout le rivage est formé de sable, et il est probable que ce sable n'est autre chose que le prolongement de celui des Landes dans l'Océan, qui le remanie, le débarrasse de ses particules les plus grossières, ainsi que de l'argile qu'il contient, et le dépose ainsi épuré le long de la côte (1).

La largeur moyenne des dunes de Gascogne est de 6 à 8 kilomètres. Elles sont régulières, parce que la côte est droite et plate. Elles avançaient très rapidement et ont envahi plusieurs villages avant qu'on ait entrepris de les fixer par la végétation. Ces dunes ont non seulement recouvert une partie des Landes, mais elles ont refoulé devant elles les eaux de la région, en les empêchant souvent d'atteindre la mer. Les rivières des Landes se sont frayé au travers des passages qui sont fréquemment obstrués par le sable. Alors les eaux s'accumulent en amont et forment ces étangs qui se développent en longue file parallèle au rivage (**N° 214**).

Les étangs ont complété l'œuvre de destruction commencée par les dunes. En 1843, alors que les travaux entrepris pour fixer les dunes n'avaient encore donné que de faibles résultats localisés, comparativement à ceux qu'on a obtenus depuis, Elie de Beaumont évaluait à plus de 20 mètres par an le déplacement des dunes de Gascogne, et en concluait qu'en un peu plus de 2.000 ans elles atteindraient Bordeaux, en admettant que toutes les dunes progressent chaque année de la même quantité.

Quant au rivage lui-même, il ne paraît pas s'être jamais modifié sensiblement. Il faut observer, en effet, que ce rivage est déterminé par deux points d'appui, un à chaque extrémité : au Nord, les rochers de Cordouan, au Sud les falaises de Biarritz. Entre ces deux points, la ligne droite de la côte représente l'intersection de la surface plane légèrement inclinée des Landes avec la surface horizontale de la mer. Ces données étant invariables, la côte n'a pas dû varier beaucoup non plus. Cependant il est possible qu'elle ait un peu reculé à son extrémité septentrionale où elle se recourbe en arrière de la pointe de Graves, laissant les rochers de Cordouan un peu en dehors.

---

(1) Voir BURAT. — *Voyages sur les côtes de France.*

Plages de galets. — L'espèce et la grosseur des matériaux remaniés par le mouvement de la vague dépendent, bien entendu, de la composition des roches de la côte : ce sont, suivant les cas, des vases, des sables, des graviers, ou des matériaux plus gros. Ceux qui sont très lourds et de fortes dimensions restent sur place, pour y perdre d'abord leurs arêtes vives et y être ensuite débités en fragments. Lorsque ces fragments sont assez réduits pour pouvoir être mis en mouvement, enlevés et rejetés, ils se transforment en cailloux roulés, c'est-à-dire en galets arrondis par leur frottement les uns contre les autres.

Dans le cas où les matériaux ainsi remaniés et déposés par la mer consistent en galets ou même en graviers, l'édification des dunes proprement dites et surtout leur déplacement par le vent n'est plus possible, et, par conséquent, la côte n'est modelée que par l'action directe de la mer ; l'appareil littoral ne s'étend pas au delà de l'espace soumis à l'action des vagues.

Cette action est assez complexe. Elle a pour effet de jeter d'abord pêle-mêle les sables, les graviers et les galets provenant du fond voisin du bord sur le rivage, jusqu'à une distance qui varie avec la pente du terrain et avec la différence de niveau de la haute et de la basse mer. Il est évident que plus la pente est forte moins le dépôt s'éloigne. Ensuite, le flot, en se retirant, ramène ces matériaux en arrière, en opérant parmi eux un certain triage. La vitesse de l'eau étant beaucoup plus faible, dans ce mouvement de recul, les galets les plus lourds sont abandonnés les premiers, puis successivement tous les autres, par ordre de grosseur. Cette action se répétant indéfiniment, la plage de galets, graviers et sables est continuellement remaniée, depuis le point le plus élevé à marée haute jusqu'au point le plus bas.

Il résulte de ceci que le talus de galets tapissant la côte prend le profil qui convient le mieux tout à la fois au mouvement de la vague et à l'équilibre des matériaux. Or, les matériaux les plus lourds, n'étant pas ramenés en arrière, restent les plus éloignés et forment le haut du dépôt. Ce sont aussi les matériaux dont le talus naturel est le plus incliné. Par suite, le talus de l'ensemble du dépôt va en diminuant de pente jusqu'au rivage, et le profil général est concave vers le ciel. C'est donc une application particulière du principe qui régit la régularisation du profil longitudinal d'équilibre dans les cours d'eau à fond mobile, puisqu'en effet cette courbe concave est déterminée longitudinalement par le mouvement de l'eau redescendant vers la mer.

Souvent le profil présente des ressauts, parce que la distance à laquelle les galets sont jetés n'est pas invariable ; elle dépend tout à la fois, sur un

MANCHE

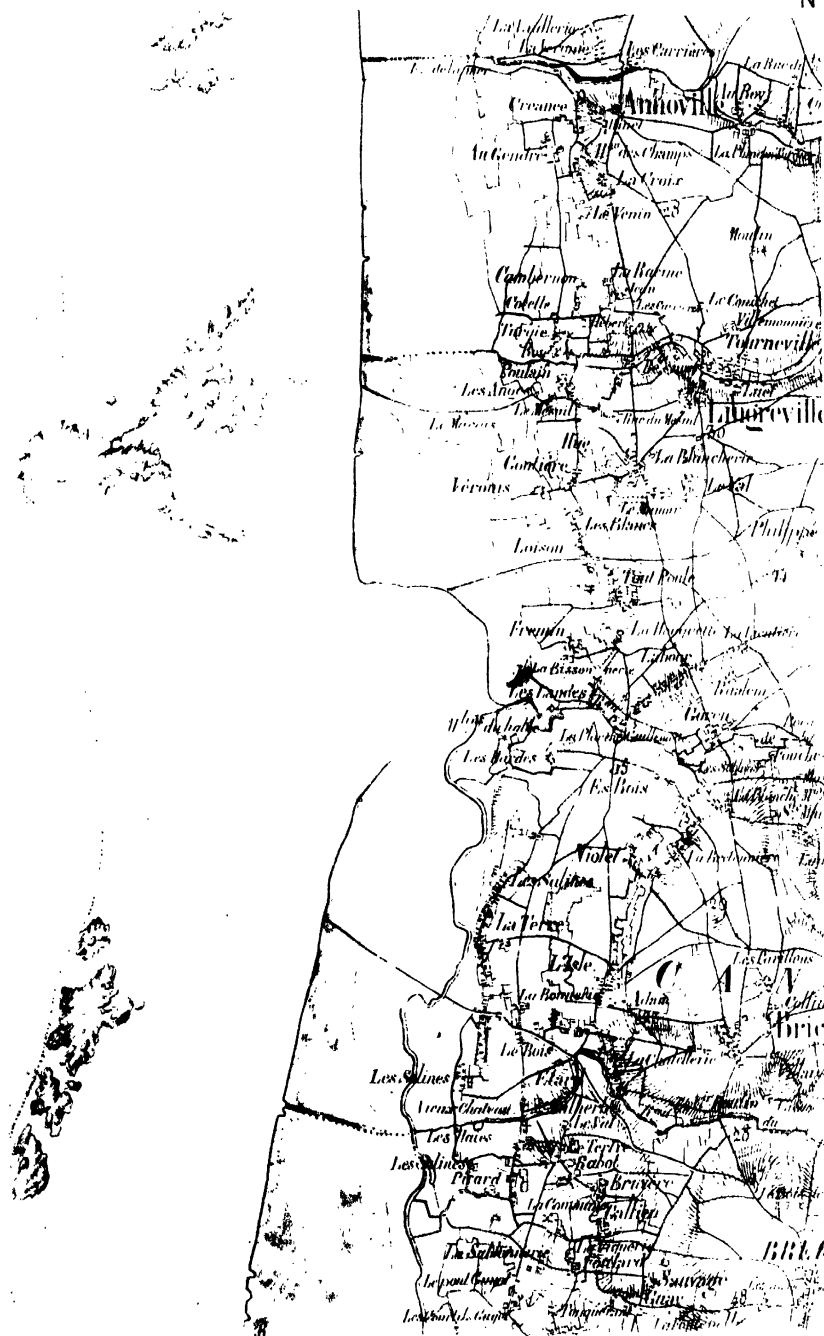
N° 210

Échelle du 40.000e

MANCHE

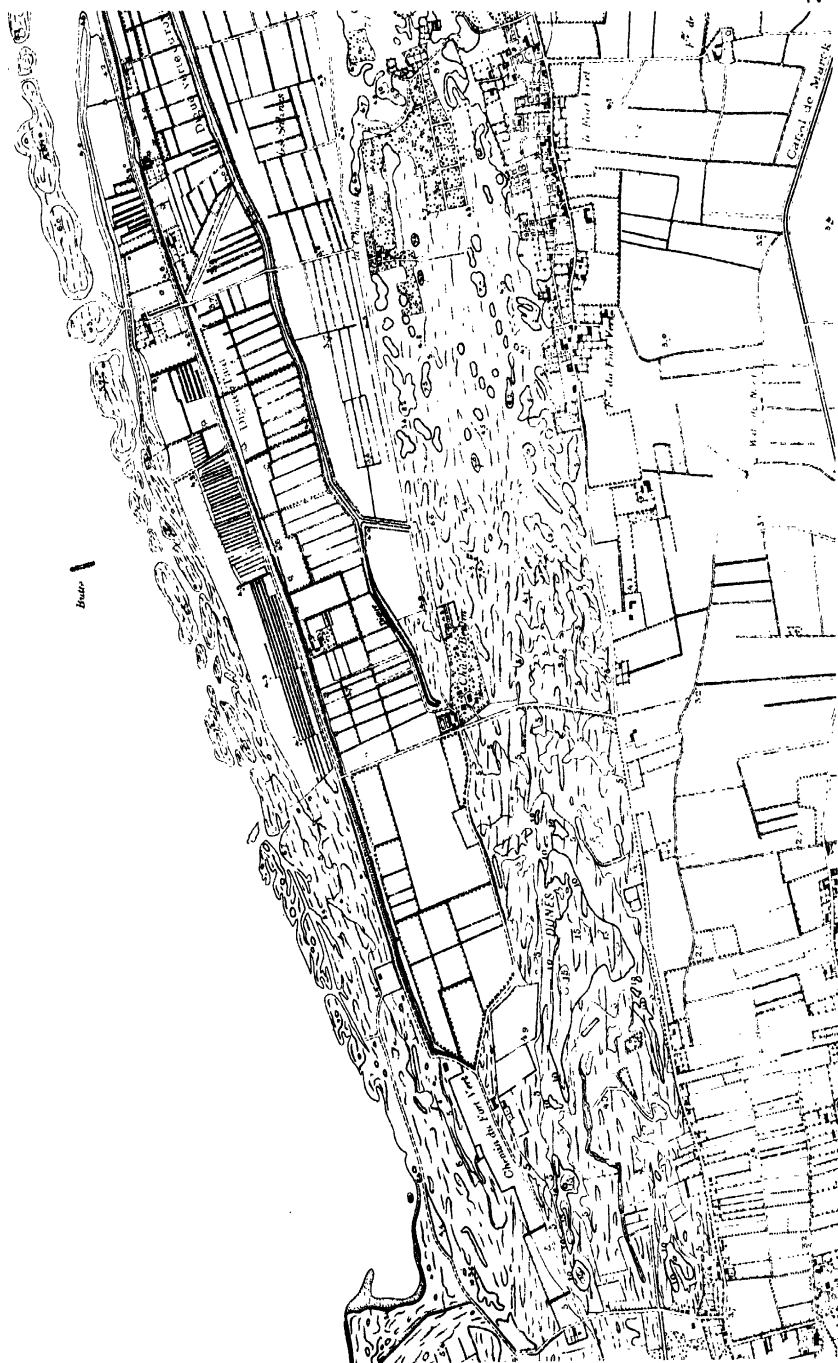
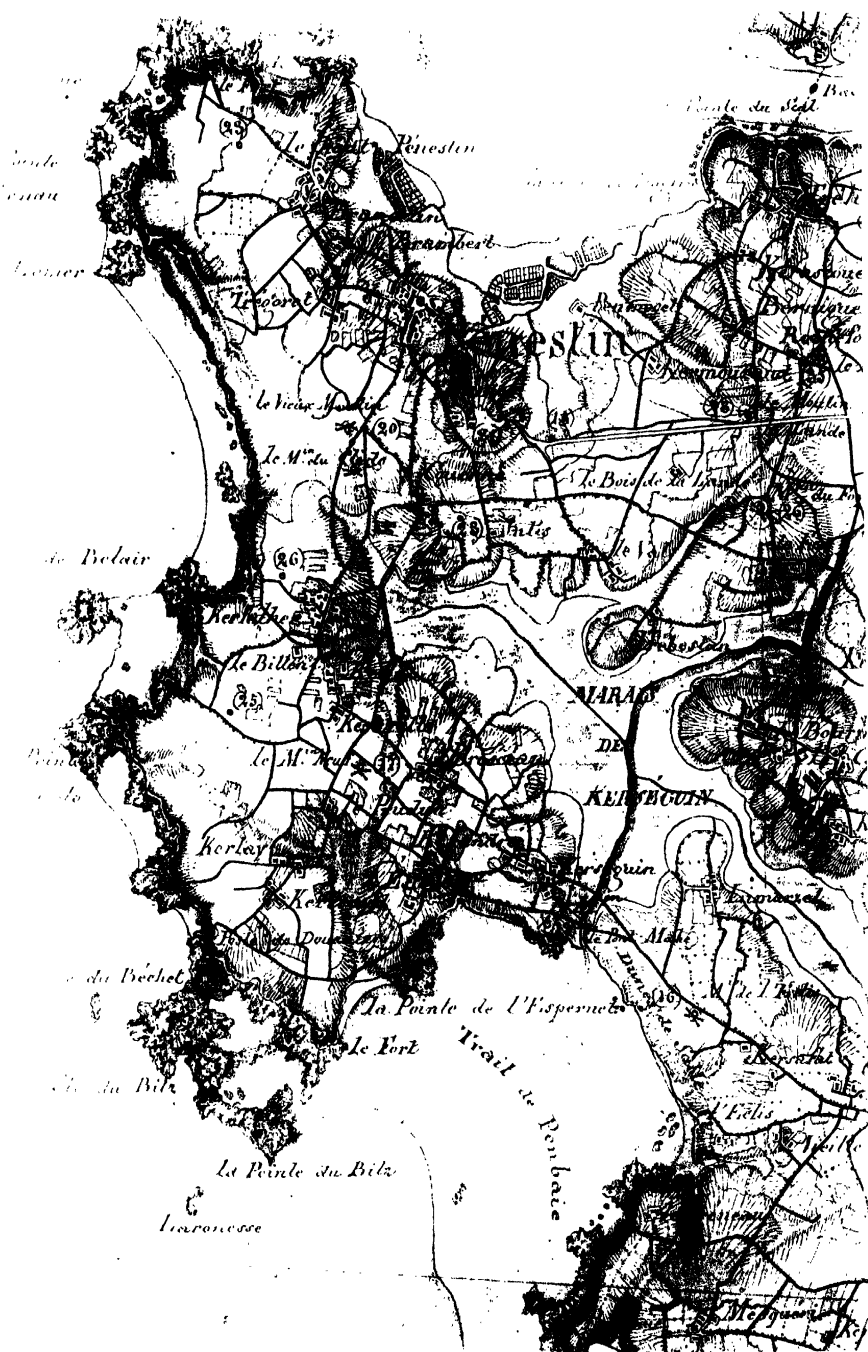
Bray-Dunes

Canal de Dunkerque

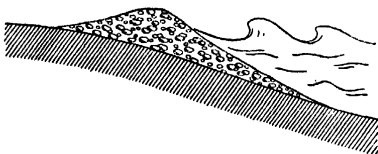
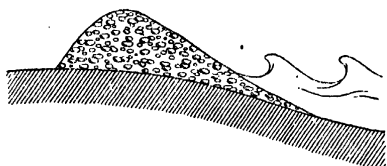
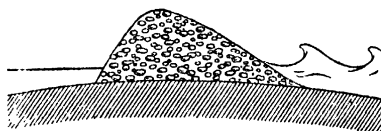
Zuydcoote

Échelle du 20.000e

MANCHE

Échelle du 20.000e

ATLANTIQUE

Échelle du 40.000e

même point, de la hauteur de la marée et de la violence de la vague. Il y a donc, habituellement, au moins un ressaut dans le talus, à la distance qui correspond aux circonstances moyennes, les plus fréquentes.

Quand la côte est trop élevée pour que la partie supérieure puisse être atteinte par le flot, les galets et les graviers se disposent en revêtement régulier dont le haut se termine en bourrelet. Quand le mouvement des vagues peut dépasser la crête du terrain, le versant de la digue de galets qui est opposé à la mer se tient au talus naturel des gros matériaux, c'est-à-dire à une inclinaison généralement plus forte que celle du versant concave qui regarde la mer. Au delà, on retrouve le sol naturel. Enfin, si le rivage est plat, il existe des lagunes sur le revers de la digue de galets.

Ainsi, les profils que prennent les levées de galets sur les plages basses ressemblent beaucoup au profil des dunes de sable; mais la différence essentielle entre les unes et les autres est que les levées de galets, composées de matériaux trop lourds pour que le vent les mette en mouvement, sont toujours absolument fixes, tandis que les dunes sont essentiellement mobiles tant qu'une cause naturelle ou un travail de défense quelconque n'est pas venu les fixer.

Cordons littoraux. — Les levées de galets et les dunes fixées constituent les cordons littoraux. Une portion très notable des lignes de côtes est déterminée par ces cordons, qui quelquefois s'appliquent sur les roches mêmes du littoral et dans tous les cas y appuient au moins leurs extrémités. Les lignes que suivent les cordons littoraux, en projection horizontale, ne sont pas moins remarquables par leur régularité que les profils de ces cordons, et la raison en est très simple :

A des circonstances identiques le long d'une côte doit nécessairement correspondre un profil identique de cordon littoral et ce cordon doit se tenir

à une distance uniforme de la mer. Le cordon littoral, ainsi que nous l'avons déjà fait remarquer pour les lignes de dunes, reproduit donc parallèlement, à moins d'accidents locaux, l'intersection du terrain par le plan de la mer. Or, la mer coupe toujours le rivage suivant une ligne simple, une ligne en quelque sorte régularisée par les érosions plus actives sur les points saillants et les alluvionnements dans les rentrants. Les vagues ne prolongent pas, en effet, leur action destructive jusqu'au fond des anfractuosités des côtes et, par suite, les plages qui garnissent ces anfractuosités offrent presque toujours des lignes courbes régulières, à grands rayons, dont les extrémités se fixent sur des promontoires, des deux côtés.

D'autre part : « La direction des lames qui viennent battre un rivage n'est pas uniquement déterminée par celle du front. La forme générale de la côte, l'alignement de la plage, le sens de la propagation de la marée, sont autant de causes qui concourent à donner aux lames une direction oblique, et à introduire ainsi, dans le mouvement imprimé aux matériaux transportés, une composante parallèle à la côte. Si le sens de cette composante peut varier suivant la marée et la direction du vent, il n'y en a pas moins, sur chaque côte, un ensemble de circonstances propres à faire prédominer l'un des deux modes opposés de déplacement qui peuvent se produire. De cette manière, et par suite d'impulsions souvent répétées, parfois avec quelques retours en arrière, les galets doivent cheminer peu à peu, le long d'une côte escarpée, jusqu'à ce qu'ils arrivent en un point où les circonstances topographiques permettent l'arrêt. C'est ainsi qu'à Dieppe les galets longent la falaise de l'Ouest et viennent s'accumuler sur la plage en vagues obliques, construisant, au débouché de la rivière d'Arques, une levée qui obstruerait le passage du cours d'eau, sans les épis protecteurs par lesquels on a soin de limiter son empiètement...

» Indépendamment de cette action progressive, qui produit un cheminement lent au pied de la falaise, il existe, au large de la plupart des côtes, des courants littoraux assez constants. Ces courants suffisent pour entraîner les sables, et ainsi, sous cette double influence, sables, graviers et galets sont destinés à s'éloigner peu à peu du lieu d'origine, entraînés d'autant plus loin qu'ils sont plus transportables (1). »

Ce cheminement des matériaux, prenant en écharpe les découpures de la côte, contribue certainement à en simplifier les lignes, en même temps qu'il rend plus adouci, plus uni, le fond de la mer dans leur voisinage immédiat.

---

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

« Ainsi se constitue ce qu'on a justement appelé l'*appareil littoral* des côtes plates. On remarquera que son trait caractéristique consiste dans la substitution, au contour plus ou moins dentelé du rivage, d'une sorte de contour moyen, composé de lignes courbes et de droites ménagées, et formé par une série de digues qui justifient pleinement le nom de *cordon littoral* (1). »

La conséquence forcée de ce tracé *simplifié* est que le cordon littoral isole de la mer une partie de ce qui était antérieurement du domaine maritime. Cette partie séparée constitue, tant qu'elle n'est pas colmatée par des alluvions venues de terre, une région de lagunes et d'étangs, qui communiquent plus ou moins avec la mer par quelques ouvertures.

Le **N° 215**, extrait de la carte de France au 80.000ᵉ, donne un intéressant exemple d'isolement par un cordon littoral. La rade du Croisic est déterminée par l'espace compris, d'une part, entre la côte granitique qui passe à Guérande et aboutit à la pointe de la rive droite de l'embouchure de la Loire, et d'autre part une île étroite, également granitique, qui porte Le Croisic et Batz, dirigée parallèlement à la côte de Guérande. Ce sont des restes de plis hercyniens orientés S.-E. N.-O. Entre ces deux parties rocheuses et solides, le terrain est alluvial et bas, rempli de marais salants. La rade du Croisic est le rentrant de cette côte basse regardant l'Ouest; elle s'enfonce entre la pointe du Castelli, extrémité de la côte de Guérande, et la pointe du Croisic. Le mouvement de la mer a déterminé dans cette rade, à 3 kilomètres seulement en arrière des pointes, un rivage curviligne concave, appuyé sur elles à ses extrémités et constitué par un cordon littoral qui sépare la rade de la plaine alluviale.

Mais les plus remarquables exemples de cordons littoraux que nous offrent les côtes de France sont ceux de la Méditerranée, depuis Collioure jusqu'à l'embouchure du Rhône comprise. La côte primitive, abstraction faite des alluvions, est profondément découpée, tandis que la côte rectifiée par la mer ne présente que de grandes courbes concaves peu profondes qui se raccordent entre elles et se lient à certains points fixes. Parfois, cette côte rectifiée s'élève doucement depuis le bord de la mer. Il en est ainsi aux environs de Perpignan où le sol est constitué par les alluvions de plusieurs rivières, l'Agly, la Têt, le Tech, véritables torrents qui, descendant des Pyrénées, ont couvert cette région de cônes de déjection très étalés, et aussi par les apports de l'Aude et de l'Hérault à leurs embouchures. Entre les terrains d'alluvions et la mer s'étendent des plages basses, des lagunes de vastes dimensions, qui n'en sont séparées que par de longs et minces cordons littoraux.

Le **N° 216** montre, à l'échelle du 200.000ᵉ, l'ensemble de la disposition du cordon

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

littoral qui sépare de la Méditerranée l'étang de Leucate et celui de Saint-Nazaire. Ce cordon littoral s'appuie au Nord sur le petit plateau miocène de Leucate A, et court en ligne presque droite du Nord au Sud jusqu'à Collioure B. Il n'est interrompu que par les embouchures des cours d'eau, sans les alluvions desquels les étangs existeraient sur toute la longueur. L'étang de Saint-Nazaire C, et surtout celui de Leucate D, ne reçoivent que des ruisseaux insuffisants pour les colmater très activement. Le **N° 217** donne, à grande échelle, la topographie d'un fragment de ce cordon littoral, de l'embouchure de la Têt E, à l'étang de Saint-Nazaire.

Lorsque la profondeur de la mer est à peu près uniforme le long de la côte et jusqu'à une certaine distance vers le large, lorsque d'autre part aucune raison particulière ne vient contrarier l'action régulière des courants, les cordons littoraux, accrochés par leurs extrémités à des points saillants fixes, ne font que régulariser sous forme de courbes à grands rayons, comme nous venons de le voir, les lignes des rivages bas. Mais les formes simples qu'ils déterminent ne se bornent pas toujours à la côte proprement dite, lorsqu'il y a des hauts-fonds sur certaines parties, ou bien des arrêts et même des changements de sens des courants côtiers. En somme, il s'agit toujours d'un phénomène d'alluvionnement, comportant transport et dépôt de matériaux dans des conditions définies. Les circonstances diverses qui peuvent se présenter sont très variées; elles demanderaient dans chaque cas particulier une étude spéciale. Nous nous bornerons à indiquer en quelques mots les principales :

Très souvent, l'existence d'une île dans le voisinage immédiat de la côte indique entre cette île et la côte elle-même un relèvement du fond. Alors, suivant le sens et la force du courant, il peut arriver que le haut-fond soit attaqué par la vague et qu'elle y creuse un chenal; ou bien, au contraire, que le courant, moins violent, vienne mourir sur le haut-fond et y alluvionne. Dans ce dernier cas, l'alluvionnement tend à établir entre l'île et la côte un lien qui émerge sous la forme d'une digue, laquelle n'est autre chose qu'un cordon littoral.

Si l'île tourne transversalement au rivage sa plus grande dimension, il y a des chances pour que le haut-fond prolonge cette disposition jusque vers la côte, et l'île se relie à cette dernière par un lien unique. Tel est le cas de la presqu'île de Quiberon.

Si l'île est allongée parallèlement à la côte, il peut arriver que le haut-fond possède une plus grande largeur et qu'il s'édifie alors deux digues parallèles, laissant entre elles un espace destiné à se colmater. Tel est le cas de la presqu'île de Giens E F (**N° 222**). Les courbes bathimétriques font voir, sur cet exemple, que le haut-fond existant entre la partie insulaire E F et la côte comportait le rattachement au moyen du prolongement des cor-

ATLANTIQUE

N° 214

Échelle du 40.000e

Échelle du 80.000e

MÉDITERRANÉE

A

D

E

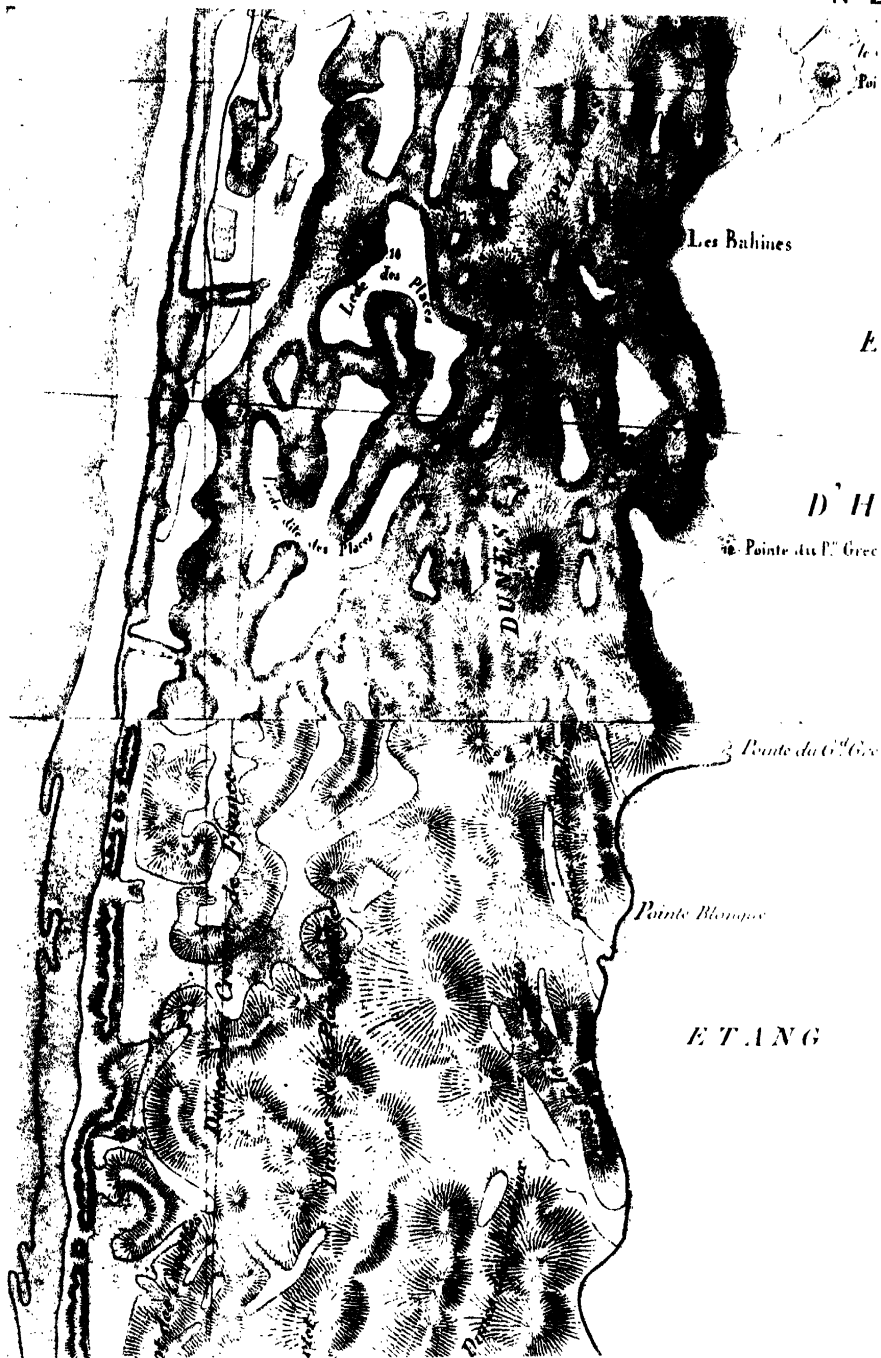
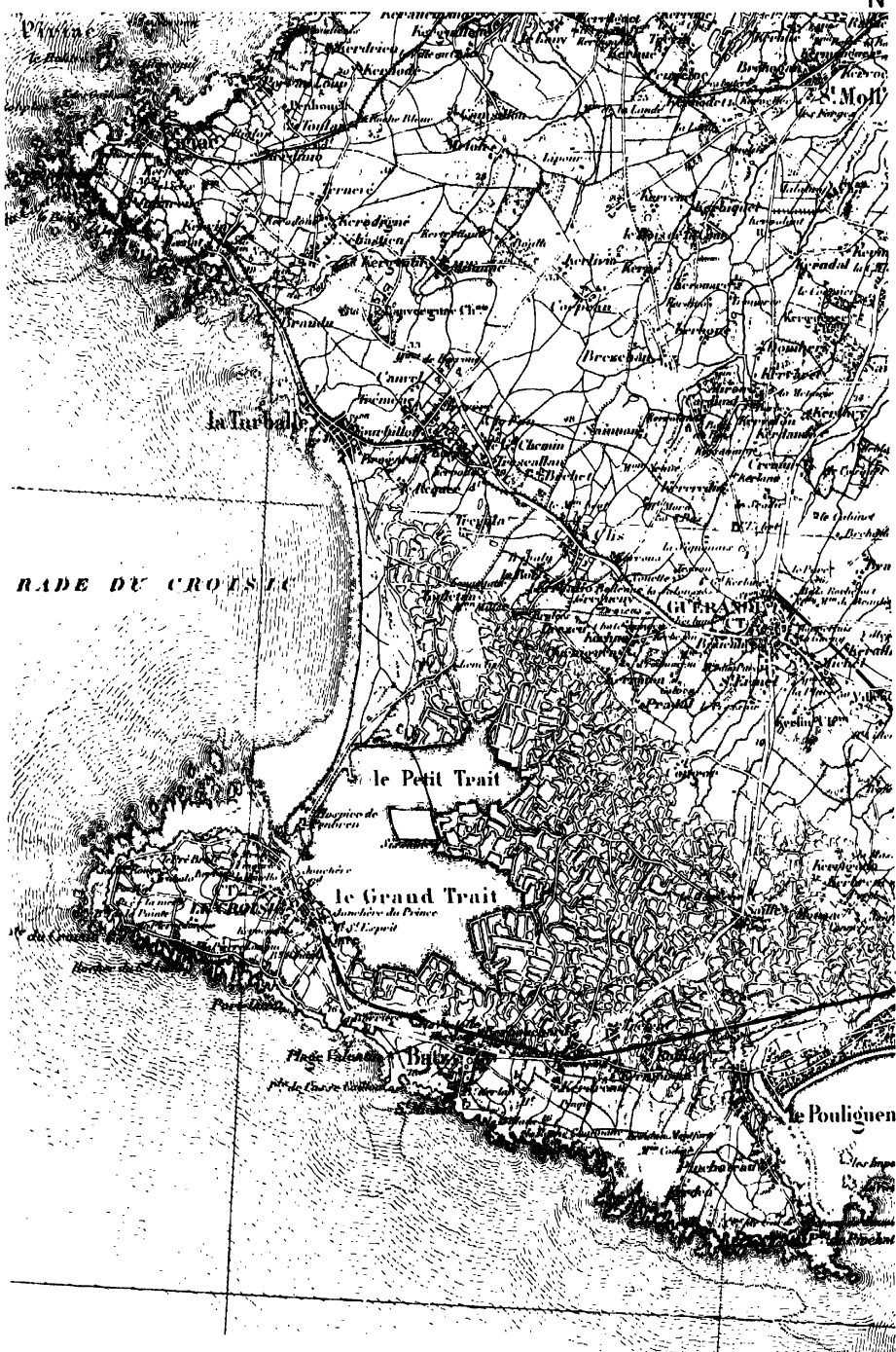
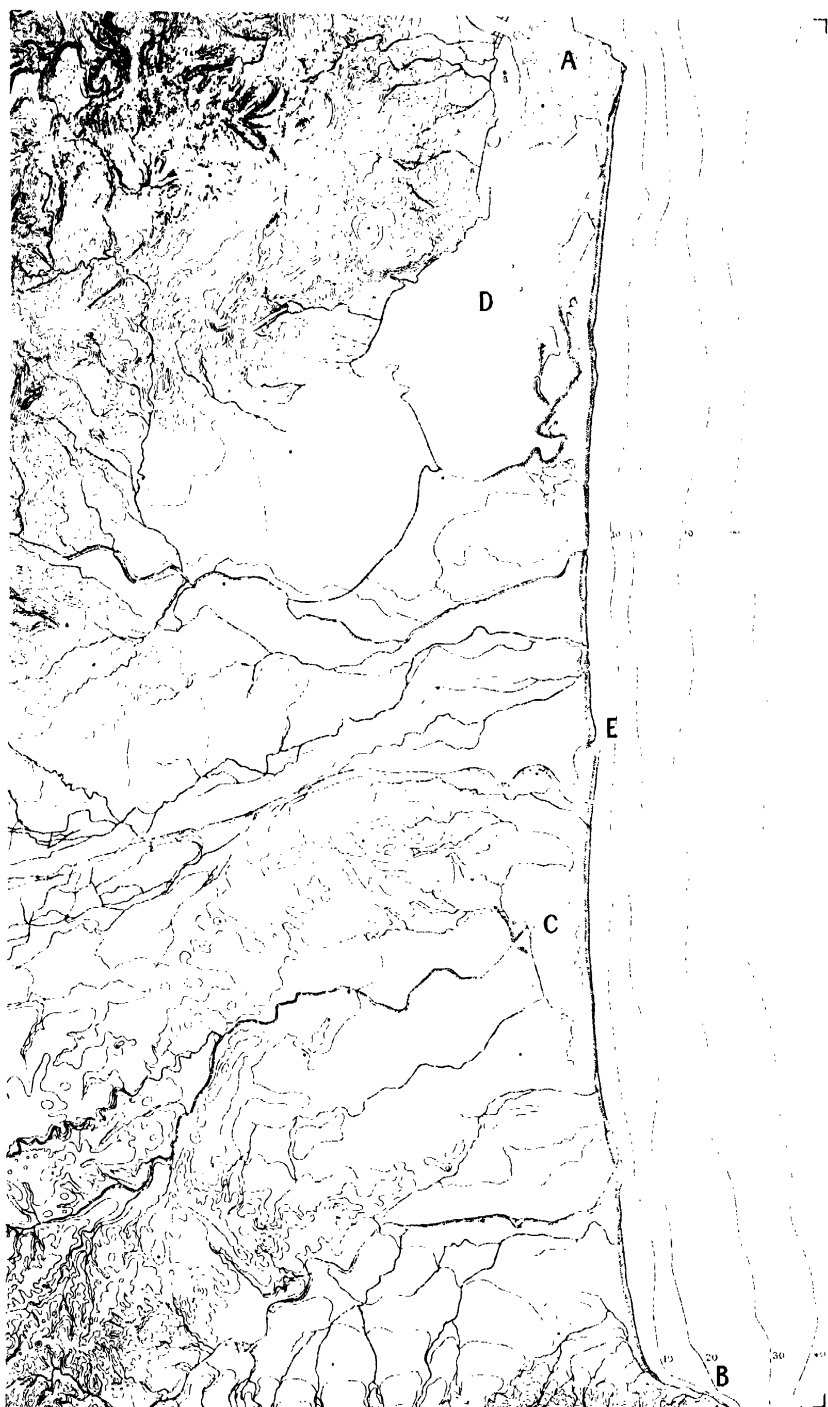
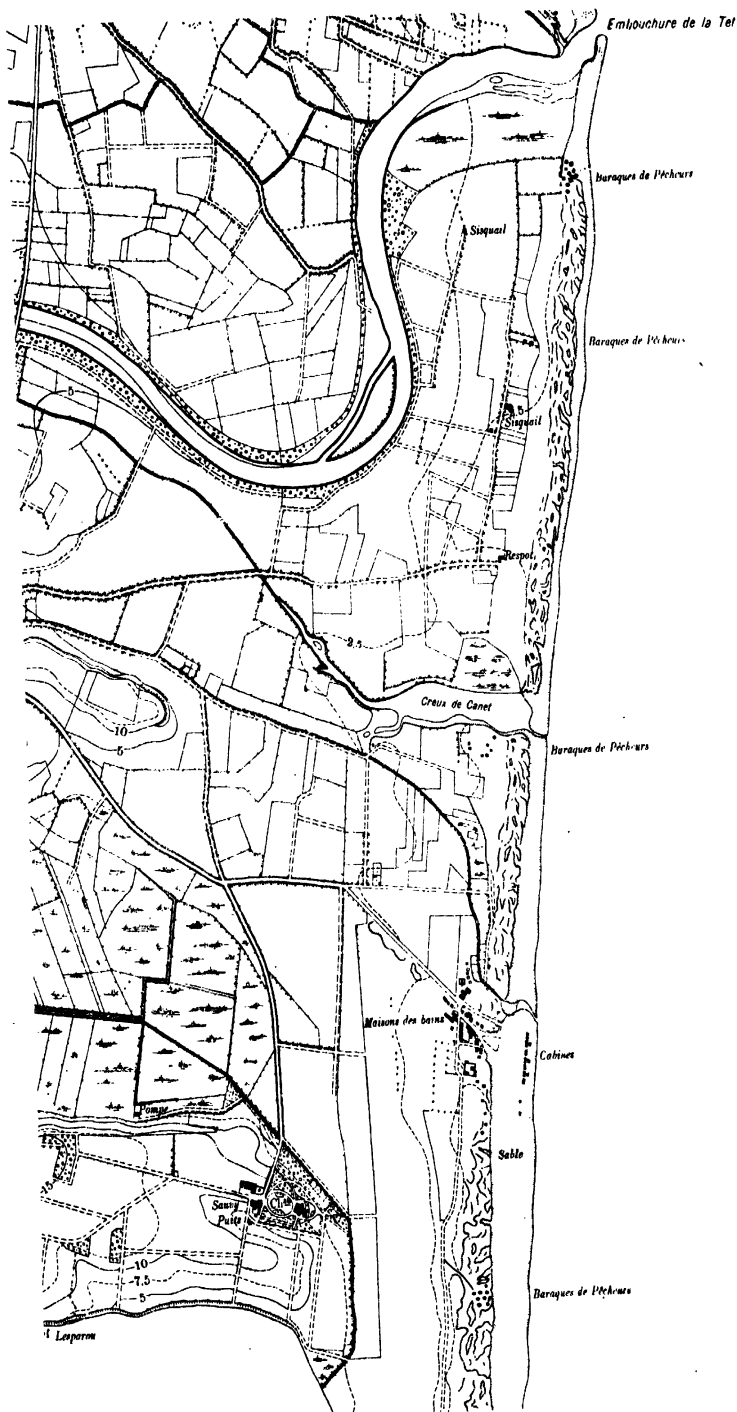
C

B

Échelle du 200.000e

MEDITERRANEE

N° 217

Échelle du 20.000e

dons littoraux; qu'un rattachement est *possible* entre E F et l'île de Porquerolles G H; mais qu'il n'est pas à prévoir, en ce qui concerne le groupe oriental des îles d'Hyères, K L.

De toute façon, c'est le haut-fond combiné avec la disposition du courant qui provoque le rattachement, et non pas la proximité plus ou moins immédiate de l'île. L'existence d'îles parallèles au rivage indique parfois, au contraire, des profondeurs marquées entre elles et la côte, lorsque ces îles sont, par exemple, des parties saillantes de plis anticlinaux, tandis que les synclinaux qui les séparent sont occupés par la mer. Ces synclinaux peuvent se combler; mais il peuvent aussi être suivis par des courants longitudinaux qui empêchent ou retardent l'alluvionnement.

« L'invasion de la mer dans une région plissée doit évidemment donner une côte assez découpée; les vallées longitudinales deviennent des golfes ou des détroits allongés, les reliefs orientés dans le sens du plissement donnent des presqu'îles ou des îles. Le cas le plus commun est celui où l'affaissement a lieu suivant une ligne parallèle au plissement, de sorte que le contour extrême du littoral est parallèle aux reliefs continentaux. La côte dalmate en offre le meilleur exemple (1). »

Nous pouvons, à ce sujet, rappeler en passant ce que nous avons déjà fait remarquer à propos de la dégradation des anticlinaux peu accentués dans les assises miocènes du Bassin Parisien (2). Quand un pareil ennoyage des synclinaux se produit par suite de l'affaissement d'une région plissée, ou quand les anticlinaux viennent à émerger seuls, par suite du plissement d'une région submergée, cette circonstance, en exposant les anticlinaux aux érosions subaériennes, tandis que les synclinaux sont protégés et reçoivent même de nouveaux revêtements d'alluvions, doit puissamment contribuer à la ruine des anticlinaux, alors que les synclinaux se conservent intacts.

Revenons aux cordons littoraux :

Si la présence d'îles dans le voisinage de la côte correspond souvent à l'existence de hauts-fonds dans les détroits, il n'en résulte pas que les hauts-fonds ne puissent exister indépendamment des îles. On rencontre donc parfois des digues, analogues à des morceaux de cordons littoraux, s'avançant dans des directions plus ou moins perpendiculaires ou obliques par rapport au rivage, jusqu'à un point où les apports d'alluvions ne peuvent plus progresser. Alors, les courants rejettent ces alluvions dans une autre direction, et la digue se recourbe; elle se termine plus ou moins en crochet;

---

(1) Em. de Martonne. — *Traité de Géographie physique*, fascicule 4.

(2) Voir page 471.

mais elle garde toujours des formes en courbes simples. L'édification de digues en crochet par les courants côtiers est un peu analogue à celle des bancs longitudinaux séparés de la rive à leur extrémité aval par les courants fluviaux ; les remous paraissent y jouer un rôle semblable (1).

Falaises. — Quand les rivages ne sont pas en pente douce vers la mer, quand ils possèdent un relief trop considérable pour que les dunes ou les cordons de galets s'y établissent, l'action de la vague consiste à démolir graduellement le relief en le sapant toujours à la même hauteur. Le choc de la vague, rendu plus violent par les galets qu'elle lance, possède une énergie assez grande pour que certaines côtes éprouvent annuellement des modifications sensibles : « Ce n'est pas seulement de l'eau qui vient frapper la côte, c'est une véritable mitraille pierreuse, qui augmente par sa masse la puissance de l'élément liquide et le rend capable d'effets de destruction bien marqués. Sous cette action, les roches tendres se désagrègent, et il se fait, au-dessous des assises plus dures, des rainures profondes qui laissent ces couches en saillie comme des corniches d'architecture, jusqu'à ce que leur poids les entraîne et les fasse tomber à l'état de gros blocs. Ainsi la côte est destinée à reculer peu à peu devant les attaques du flot (2). »

Généralement, le rivage se taille en terrasses formées par les bancs durs, lorsqu'il se rencontre à peu près au niveau de la mer une couche tendre intercalée. Ces terrasses sont dominées par des escarpements, dont les formes dépendent de la nature des roches, de leur structure et de leur degré de résistance. Les fragments éboulés des parties dures qui recouvrent les couches tendres inférieures sapées par la vague encombrent les terrasses et plates-formes de la roche dure inférieure. Ils y sont repris par le flot et débités en morceaux de plus en plus petits et en galets.

La présence de couches d'inégale résistance favorise beaucoup ce travail ; mais elle n'est pas indispensable, car l'intensité des effets de la vague à certains niveaux dépend aussi des variations qui se produisent dans sa puissance. Suivant le moment de la marée, cette puissance passe périodiquement par des maximums et des minimums qui ont toujours lieu à des hauteurs déterminées ; d'où il résulte que, même sur une côte homogène ou composée de matériaux d'égale solidité, le profil présente encore des terrasses dont les plus larges correspondent aux niveaux où se produit le maximum d'action.

---

(1) Voir pages 423 et 424.

(2) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

« Si le niveau de la mer est stable, une limite s'impose à la largeur de la plate-forme. En effet, l'eau peu profonde qui la submerge à haute mer n'éprouve, par le fait de la marée, que de faibles oscillations. De plus, le frottement ralentit la marche des vagues poussées par le vent. Bientôt presque toute la force vive de l'eau n'est plus employée qu'à amener sur cette terrasse des sables ou des galets. Parfois même il s'y établit une végétation protectrice d'herbes marines. Aussi, lorsque les courants des marées et les vents n'ont pas une intensité exceptionnelle, la largeur des plates-formes d'érosion se réduit-elle d'ordinaire à un petit nombre de centaines de mètres. Quand le socle d'érosion a pris assez de développement pour pouvoir supprimer l'assaut direct des vagues contre la falaise, un cordon de galets et de graviers se forme au pied de celle-ci, et l'escarpement, qui n'est plus rafraîchi, s'adoucit peu à peu sous l'effort des agents atmosphériques, en même temps que l'herbe parvient à s'y fixer (1). »

Le mode de destruction d'un escarpement de falaise présente des particularités assez variées suivant les roches qui composent cet escarpement, suivant leur agencement, suivant la place qu'occupent, les unes par rapport aux autres, les parties tendres et les parties dures. Ainsi, par exemple, des couches argileuses et sableuses interposées entre des calcaires donnant toujours un niveau aquifère, l'eau d'infiltration qui s'arrête à ce niveau s'écoule plus ou moins sur la tranche, sur l'escarpement de la falaise. Suivant l'inclinaison des couches, il peut en résulter des glissements et des chutes de blocs considérables provenant de parties que la mer est loin d'atteindre directement. Les fissures, les diaclases, jouent aussi un rôle très actif dans la démolition du terrain et la production de l'escarpement.

La direction suivant laquelle le rivage coupe les couches de résistance inégale influe aussi beaucoup sur les formes qui résultent de l'attaque de ces couches. « Lorsque la direction des couches est parallèle à la ligne du rivage, le jeu des vagues produit son maximum d'effet dans le cas où les couches sont inclinées vers l'intérieur des terres ; car au fur et à mesure qu'un banc s'écroule, un autre banc, également en surplomb, se trouve à nouveau exposé au choc de la vague.

Dans le cas, par contre, où les couches plongent régulièrement vers la mer, les vagues remontant la pente sans rencontrer de résistance, la force est usée dans le frottement, de sorte que le travail effectif est presque nul. Enfin, dans le cas des couches horizontales, l'excavation à la base de l'escarpement se produit facilement, les couches en surplomb s'effondrent, mais

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

la falaise tend à prendre une forme en escalier qui diminue également le travail utile de la vague.

» Lorsque la direction des couches est perpendiculaire au tracé moyen de la côte, que par conséquent la force des vagues agit parallèlement à cette direction, les couches résistantes sont mises en saillie et forment des promontoires ; tandis que les couches tendres sont facilement envahies et déterminent l'emplacement des baies, etc... (1). »

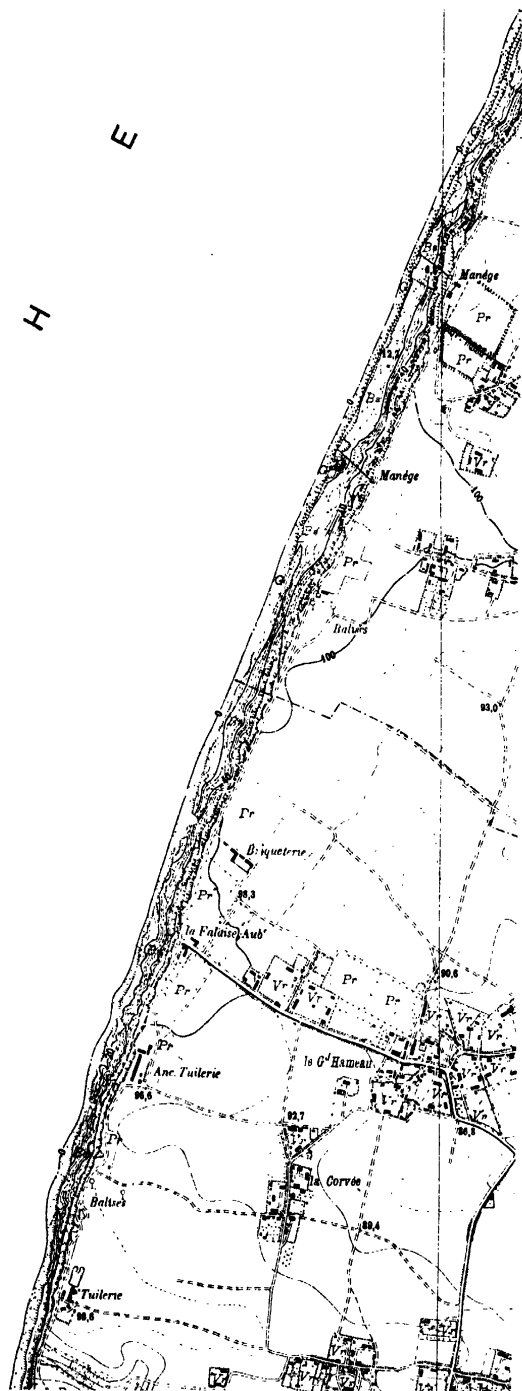
Les allures des falaises, les profils et les découpures qu'elles affectent, sont en somme très variables, puisque des raisons très diverses, des influences de toutes sortes, interviennent dans leur détermination. On doit donc les étudier sur des cas concrets.

Falaises de la Normandie. — Les assises crétacées du Bassin Parisien, qui composent la masse du terrain en Normandie, présentent leur tranche sous forme de falaises le long du littoral de la Manche, à partir du bourg d'Ault, à l'Est, jusqu'à l'embouchure de la Dives, au delà de l'estuaire de la Seine, à l'Ouest. Sur tout ce développement de falaises, l'une des plus belles coupes géologiques naturelles qu'on puisse voir, les couches plongent en pente douce vers le N.-E., de sorte que les plus anciennes affleurent sur la côte du Calvados, et qu'on rencontre les plus récentes successivement en se dirigeant vers la Somme.

A ne considérer, comme exemple, que la portion comprise entre le cap de la Hève et Dieppe, on trouve d'abord, au cap de la Hève, à la base de la falaise, des couches kimméridiennes argilo-marneuses, qui constituent le fond de la rade du Havre. Le niveau de ces couches dépasse de 6 mètres celui de la haute mer et de 13 mètres celui des basses eaux, puis disparaît assez rapidement le long de la côte, par son plongement. Plus au Sud, il décrit une ondulation synclinale où passe le chenal de la Seine (2). Il se relève par conséquent sur la rive gauche, et même, dans les falaises de Trouville et de Villerville, les couches coralliennes sur lesquelles reposent les argiles en question apparaissent au-dessous. Vers le Nord, c'est à partir d'Octeville que les argiles kimméridiennes cessent de se montrer. Au-dessus d'elles, la coupe du cap de la Hève fait voir, par ordre de superposition, d'abord des couches de sable ferrugineux, puis les argiles sableuses et les marnes du Gault, avec quelques bancs de calcaires siliceux très compacts. Au-dessus, la majeure partie de l'escarpement appartient à la craie

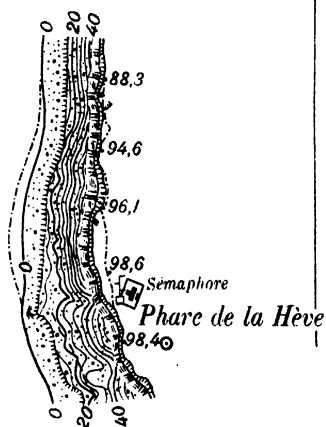
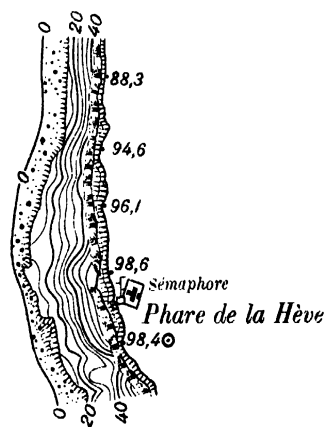
(1) Haug. — *Traité de Géologie.*

(2) Lennier. — *Falaises de la Normandie.*

N° 218

Échelle du 20.000e

ÉBOULEMENT DU CAP DE LA HÈVE

(7 Septembre 1905)

Avant l'éboulement

Après l'éboulement

Les traits pointillés indiquent les nouvelles positions de la courbe zéro et du sommet de l'escarpement.

Echelle de 1:10000

MANCHE

Échelle du 200.000e

N° 220

MANCHE

A
B
C
D
E

Échelle du 200.000ᵉ

N° 221

glauconieuse, dont les assises inférieures sont à 40 mètres d'altitude. Elle s'élève jusqu'au haut de la falaise et n'est recouverte que par des dépôts superficiels. Cette masse n'est pas uniforme ; elle comprend des couches plus ou moins sableuses ou plus ou moins dures passant quelquefois au grès. « L'eau qui circule à travers les fentes nombreuses du couronnement crayeux délaye les sables et argiles sous-jacents, et ceux-ci, glissant sur les calcaires jurassiques, entraînent toute une bande de terrain qui, tombant par paquets énormes, vient former une *basse falaise* en avant de l'escarpement principal. La mer met plusieurs années à débiter ce placage, avant de pouvoir reprendre l'attaque du reste de la falaise (1). »

Cette basse falaise repose sur la terrasse que forment l'argile et les marnes kimméridiennes au pied de la falaise principale. Ces assises, n'étant pas *cassantes* de leur nature, opposent une très grande résistance à l'action des vagues ; elles constituent une plate-forme de 100 à 150 mètres de largeur, qui se recouvre de galets. C'est sur cette surface que coule la nappe d'infiltration d'eau douce venant de la falaise. Cette nappe entraîne peu à peu les particules sableuses des couches superposées aux argiles, provoquant ainsi des surplombs, qui deviennent une nouvelle cause d'éboulements.

D'autre part, les matériaux éboulés qui reposent sur l'argile de la terrasse ne restent pas au point où ils sont tombés. Leur base est continuellement humectée par la nappe d'eau d'infiltration qui s'écoule vers la mer en suivant la pente de cette surface légèrement inclinée. Ils glissent lentement, s'éloignant peu à peu du pied de la falaise. Quelquefois, le bourrelet qu'ils forment finit par se colmater et devenir assez compact pour retenir l'eau d'infiltration, et il se produit alors une mare le long de la falaise. On peut en voir des exemples au Nord du cap de la Hève.

Le **N° 218** montre une partie de cette falaise. Le plateau de la craie domine d'une centaine de mètres le niveau de la mer. La rapidité de l'escarpement, bien que le dessin soit à grande échelle (au 20.000e), permet à peine de se rendre compte des détails.

Le **N° 219** donne le détail de la pointe de la Hève avant et après l'éboulement qui est survenu le 7 septembre 1905 vers 7 h. 50 du matin. « Une brèche d'environ 150 mètres de longueur, sur une largeur de 20 à 40 mètres, suivant l'endroit, s'est produite en face du sémaphore que l'État a fait construire sur la hauteur. A 8 h. 30, un deuxième éboulement se produisit sur une longueur d'environ 50 à 60 mètres dans le prolongement du premier. Environ 600.000 mètres cubes de terre ont été compris dans ces éboulements. Ils forment un long promontoire qui s'avance dans la mer (2) ».

---

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

(2) L. Lisbert. — *L'éboulement des falaises de la Hève. La Nature*, 20 janvier 1906.

Par l'effet du plongement des couches, en même temps que les assises kimméridiennes disparaissent à Octeville, la craie marneuse, qui repose sur la craie glauconieuse, commence à se montrer en haut de la falaise. Elle atteint son entier développement à Saint-Jouin et disparaît au-dessous du niveau de la mer à Étretat. La craie blanche apparaît à Heuqueville ; elle occupe de proche en proche une hauteur de plus en plus grande au-dessus de la craie marneuse, et depuis Étretat jusqu'à Fécamp elle prend à elle seule la totalité de l'escarpement.

A Fécamp, deux failles tenant au système des plissements Sud-Est-Nord-Ouest et à l'accident anticlinal du Bray ramènent à la surface la craie marneuse et même au-dessous d'elle la craie glauconieuse. Au delà, jusqu'à Saint-Valery-en-Caux, les falaises appartiennent de nouveau tout entières à la craie blanche. Plus loin, cette formation se recouvre peu à peu de dépôts tertiaires ; mais elle règne toujours à la base. Son épaisseur de 150 mètres environ (1) lui donne un long développement sur la côte, malgré le plongement. Les assises crayeuses sont séparées par des lits de rognons de silex, qui dessinent des lignes parallèles et donnent à la paroi verticale une certaine ressemblance avec une muraille en pierres de taille.

Pour les falaises entièrement composées de craie blanche, comme celles de Dieppe et d'Étretat, l'action des eaux d'infiltration dans le mécanisme de la démolition est à peu près nulle. L'escarpement résiste bien à l'action de la vague, jusqu'à ce que le sapement de la base soit assez avancé pour provoquer la chute d'une partie en surplomb. Les éboulements sont rares et la rupture s'opère suivant les diaclases, qui découpent d'avance la masse en prismes, par des surfaces perpendiculaires à la stratification, c'est-à-dire, en l'espèce, et sur un faible parcours, à peu près verticales. Il résulte parfois de la manière dont se fait cette destruction que des arcades et des aiguilles isolées restent comme témoins de la portion disparue. Cette dernière, après l'écroulement, est peu à peu divisée par le travail des vagues et réduite en galets. Les courants littoraux, qui règnent de l'Ouest à l'Est, font cheminer les bandes de galets ; c'est ainsi que l'on trouve dans les plages de la craie, mêlés aux galets calcaires crétacés et aux silex, des cailloux roulés granitiques arrachés au littoral de la Bretagne (2).

Daubrée a montré le rôle certain des diaclases dans les découpures des falaises du Tréport, comme guides des actions érosives. La direction de la

---

(1) Lennier. — *Falaises de la Normandie.*

(2) Plocq. — *Étude des courants et de la marche des alluvions aux abords du détroit de Douvres et du Pas-de-Calais.*

falaise est oblique par rapport aux systèmes orthogonaux de diaclases, et il en résulte que l'escarpement se taille en dents de scie ou en redans de fortification (1).

Bien qu'elles échappent à une interprétation en projection horizontale par leur verticalité presque absolue, les falaises de la craie sont figurées sur nos cartes aux petites échelles par une très légère bordure *d'escarpements*. Mais, si cette indication n'existait pas, elles n'en seraient pas moins reconnaissables de toute évidence, avec un peu d'attention, par ce fait que la ligne du littoral coupe brusquement et très arbitrairement les lignes naturelles du sol. Nous avons affaire ici à des calcaires très perméables, et par conséquent la surface est modelée de vallons très souvent à sec et à versants au profil uniformément convexe. Or, ces vallons montrent qu'il existe une ligne de partage entre les eaux qui descendent vers la Seine, au Sud, et le versant de la mer, au Nord. A la façon dont ils ravinent ce dernier versant, il demeure visible que les eaux se sont rendues, à une époque antérieure, soit à un rivage, soit plus probablement à un cours d'eau affluent de droite de la Seine, qui devait être à peu près parallèle au rivage actuel et à une assez grande distance plus au Nord. Les anciens affluents de ce cours d'eau sont maintenant coupés près de leur origine, et leurs thalwegs, en arrivant à la falaise, restent suspendus, ne formant plus que des créneaux, des échancrures dans le haut de la muraille crayeuse. Les plus profonds seulement, encore occupés par des ruisseaux ou de petites rivières, atteignent la base, comme à Fécamp, par exemple. Partout, la falaise donne une coupe verticale en travers des vallées.

Le **N° 220**, extrait de la feuille d'Abbeville de la carte au 200.000^e^, montre bien cette disposition des vallées de la craie coupées par la falaise. Dieppe est en A, à l'embouchure de la Béthune A B, sortant de la boutonnière du Bray par son extrémité N.-O., et recevant à droite l'Aulne C D, à gauche la Varenne C E, avant d'atteindre la mer. Puis viennent, en F G la Scie, en H K la Saâne, et au delà vers l'Ouest les vallées sèches, où à peu près, qui aboutissent en L à Saint-Aubin-sur-Mer, en M à Veules, en N à Saint-Valery-en-Caux. Entre ces vallées, ainsi qu'au delà de Dieppe, vers l'Est, de A en P, le dessin des courbes de niveau ne laisse pas de doute sur le modelé général de la surface avant l'empiètement actuel de la mer par sapement de la falaise.

Côtes de Bretagne. — Lorsque les couches solides du terrain ne peuvent pas se diviser par les diaclases en grands prismes, comme celles de la craie normande, mais sont cependant trop résistantes pour que la mer arrive à modeler les formes du rivage suivant des courbes adoucies, les parties les

(1) DAUBRÉE. — *Études synthétiques de Géologie expérimentale.*

moins dures, les plus friables, disparaissent les premières, et il reste des îlots de rochers, des récifs, des escarpements anguleux et irréguliers, qui découpent la côte en promontoires de formes variées, entre lesquels s'enfoncent des anses étroites que la mer remplit de sables et de graviers provenant de la réduction des parties détruites. Il en est ainsi notamment, comme nous l'avons dit plus haut, quand l'érosion prend en écharpe le plongement de couches de résistance inégale. C'est une allure qui appartient en général aux rivages cristallins anciens, très plissés, dont le relief actuel n'est pas très élevé. Tel est le cas du littoral de la Bretagne, où intervient encore le rôle des oscillations, dont nous parlerons tout à l'heure.

Il en résulte une topographie compliquée dont le **N° 221**, extrait de la feuille de Lannion au 200.000e, donne un spécimen. Le terrain est composé de roches cristallines et de roches éruptives, granites, schistes, gneiss, diorites, basaltes, etc..., disposées en bandes grossièrement orientées de l'Est à l'Ouest, suivant l'allure des plis hercyniens. Cette direction se retrouve dans certaines parties de la côte et dans certaines lignes, comme celles des rivières aux environs de Lannion en A, B, C; en D E, etc. L'orientation E.-O. est conjuguée avec une orientation N.-S., qui apparait aussi d'une façon assez générale, mais non sans exception.

Côtes de la Méditerranée. — Dans les mers où les marées sont faibles ou nulles, l'action destructive sur le rivage est beaucoup moins énergique, et les cordons littoraux se développent avec plus de facilité, en même temps que les côtes élevées sont moins attaquées. Ainsi, les masses cristallines des Maures, dont les derniers mouvements arrivent jusqu'à la Méditerranée et constituent au delà du rivage le groupe des îles d'Hyères, sont loin de présenter les dentelures et les récifs de la côte de Bretagne. Mais il faut sans doute tenir compte aussi d'autres conditions, telles que la différence des reliefs. Sur la côte de Bretagne le relief est faible, et l'action du flot pénétrant par tous les thalwegs facilement accessibles peut s'exercer plus complètement que sur des pentes rapides et des côtes élevées.

Ainsi, les exemples de la rade d'Hyères, **Nos 222** et **223**, le premier au 200.000e, le second donnant les détails au 20.000e de la partie C D de la côte, font voir que la ligne du rivage adoucit et simplifie seulement les contours que donnerait une horizontale du terrain passant par le pied des croupes et par les thalwegs, remplissant en partie les anfractuosités dues à ces derniers, et coupant par des escarpements rocheux les pointes avancées que dessinent les croupes. Le pied des hauteurs ainsi modifié forme le littoral partout où la mer n'est pas refoulée par les alluvions, comme à l'embouchure du torrent de Pansard A, ou à celle du ruisseau de Bataillier, B.

Les terrains sédimentaires non cristallins, au bord de la Méditerranée, ne se comportent pas non plus tout à fait comme sur les côtes de la Manche.

MÉDITERRANÉE

A

B

C

D

E

F

G

H

K

L

Échelle du 200.000ᵉ

N° 222

MÉDITERRANÉE

Échelle du 20 000e

N° 223

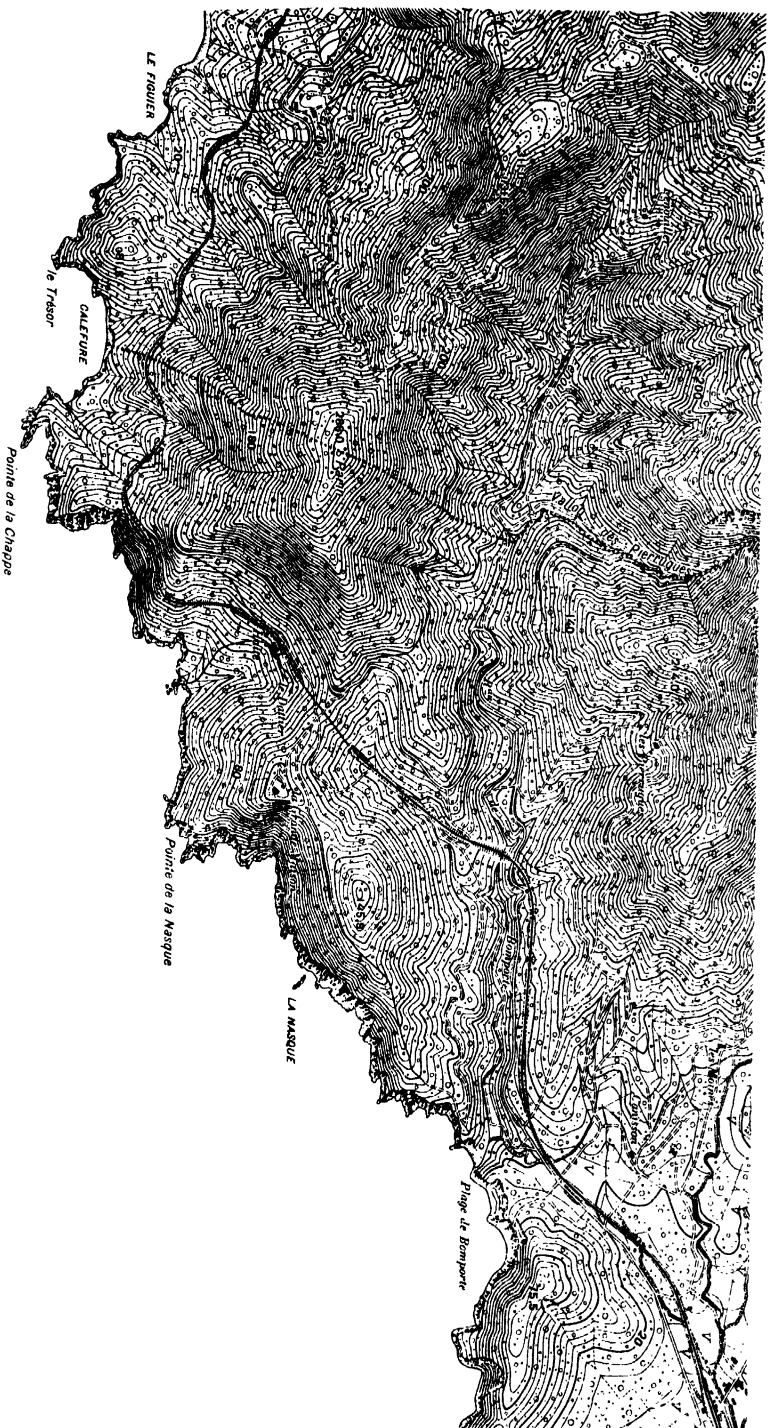
MÉDITERRANEE

Échelle du 200.000e

N° 224

MÉDITERRANÉE

Échelle du 20.000^e^

N° 225

On n'y rencontre pas, il est vrai, la masse énorme de la craie blanche, mais les couches crétacées inférieures et les grès verts bordent le rivage sur divers points, notamment au Sud de Marseille.

Les **Nos 224** et **225**, le premier au 200.000e et le second donnant des détails, représentent une portion de ce terrain crétacé. Tout l'intérieur de la baie de la Ciotat, quoique très peu protégé contre les mouvements violents des vagues du large par les deux promontoires qui limitent cette baie, conserve des pentes douces entre lesquelles viennent s'étendre les alluvions des ruisseaux qui descendent des hauteurs situées au Nord, pour dessiner la courbe adoucie du littoral. La longue croupe qui de la baie de Cassis s'avance jusqu'au bec de l'Aigle, et au delà jusqu'à l'île Verte, supporte le principal effort de la mer. Les roches crétacées y sont taillées sur toute la longueur en escarpements rapides.

En somme, l'action du flot sur le rivage dépend de la nature et de la structure du terrain, de son relief primitif, de la profondeur de la mer au voisinage de la côte et de la forme du fond, enfin de l'importance des marées. C'est trop de conditions pour que les effets n'en soient pas très variés. Mais ce qu'on peut dire d'une façon générale, c'est que cette action ayant toujours pour résultat d'atténuer les saillies et de combler les dépressions, elle tend toujours à simplifier, à unifier les lignes de rivage.

EMBOUCHURES DES FLEUVES

Les appareils littoraux sont naturellement interrompus sur tous les points où des cours d'eau se jettent dans la mer. Leurs courants et l'arrivée des matières qu'ils charrient ou tiennent en suspension modifient sur ces points les conditions du rivage. Suivant la façon dont s'établit l'équilibre entre l'action de la mer et celle du fleuve, il y a création d'un estuaire ou d'un delta, ou même passage de l'une de ces formes à l'autre.

Estuaires. — L'estuaire est une échancrure généralement plus large que le cours du fleuve, par laquelle ce dernier débouche dans la mer. Cette échancrure résulte du travail de l'eau courante combiné avec le travail de la mer. Selon de Lapparent « l'espace occupé par l'estuaire correspond au maximum de portée dont le cours d'eau ait jamais été susceptible, et dans

cet espace, autrefois occupé par des eaux torrentielles assez puissantes pour refouler les vagues marines, comme c'est encore aujourd'hui le cas pour le fleuve des Amazones, c'est la mer qui vient maintenant s'étaler en mêlant ses eaux à celles du fleuve, dont elle remonte périodiquement le cours à l'heure de la marée (1). »

On peut cependant émettre un doute en ce qui concerne la largeur actuelle de l'estuaire comme donnant toujours le maximum de portée du fleuve, à l'époque des hauts niveaux. Nous avons constaté qu'on retrouve à l'embouchure de la Seine les traces non équivoques de concavités de méandres systématiques, dont le rayon est, autant qu'on en peut juger, à peu près le même que celui des concavités demi-circulaires en amont. Nous avons fait voir aussi comment ces concavités peuvent se combiner pour représenter deux systèmes de méandres qui ont pu se succéder, et comment ce fait est explicable par le mouvement du fleuve, aidé sans doute par l'action de la mer (2). Pour les raisons que nous avons exposées, on ne peut méconnaître que les berges concaves aujourd'hui partiellement conservées ont été creusées après la première phase d'érosions et de transports, phase où ces actions se sont manifestées avec la plus grande intensité. Il en résulte que l'évasement actuel de l'estuaire est postérieur au creusement des méandres, contemporain de leur plus grand développement, et postérieur par conséquent au mouvement négatif que l'on s'accorde à admettre, et au changement de niveau de base qui s'en est suivi. L'évasement de l'estuaire doit donc appartenir à la *deuxième phase* du régime de la Seine, c'est-à-dire à l'époque où la largeur entre les berges devenues aujourd'hui *versants debout* était très inférieure à la largeur de l'estuaire.

D'autre part, si on ne tient compte que de l'action du courant du fleuve, on ne voit pas bien pourquoi, d'une façon générale, sa largeur augmenterait progressivement, dans de très fortes proportions, à partir d'un point à quelque distance en amont de celui où il atteint la mer; alors que ce fleuve est parvenu presque au niveau de base et que par conséquent sa vitesse et son action érosive deviennent médiocres en comparaison de ce qu'elles sont en amont. Il paraît donc plus probable que la mer intervient dans ce fait de l'élargissement progressif de l'estuaire. On peut remarquer, d'ailleurs, que quand il n'y a pas de mouvement de la mer, l'évasement en forme d'estuaire se produit généralement moins et que, s'il existe, il ne se conserve pas.

Dans les estuaires, les alluvions apportées par le fleuve sont continuelle-

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(2) Voir pages 418 et 419 et N° **136**.

ment déplacées par le flux et le reflux de la mer. L'alluvionnement ne peut se constituer régulièrement et remplir l'excès de largeur du fond de l'ancien lit qu'à partir du point où le mouvement des marées, tout en se faisant sentir, n'est plus assez puissant pour déranger et surtout pour enlever les dépôts qui s'établissent et se remanient à chaque crue nouvelle. Or, ces dépôts sont, de toute la vallée, ceux qui peuvent être déplacés le plus facilement, parce que ce sont les plus légers, ceux qui correspondent à la plus faible puissance de transport du fleuve. S'il n'existe pas de courants marins, si l'action de la mer se limite à celle des marées, il est possible que les matériaux déposés restent dans le voisinage. On conçoit que tout dépende des circonstances locales. L'eau de mer possède la propriété de se débarrasser des matières légères qu'elle tient en suspension beaucoup plus vite que l'eau douce (1); par conséquent l'arrivée de ces matières dans les eaux marines doit tendre à déterminer immédiatement leur chute. Mais lorsque la mer est sujette à des marées d'une grande amplitude et que de plus le littoral est balayé par des courants marins, il n'est pas possible que les matières charriées ou tenues en suspension jusque-là se déposent sans être promptement enlevées. Le dépôt ne commence donc vers l'amont qu'au point où il y a équilibre. A partir de ce point, en remontant, le dépôt s'opère sur le fond. Mais comme la quantité de matières transportées varie avec les crues et décrues, comme l'action de la mer change suivant la force et l'heure de la marée, ce point où l'équilibre s'établit est absolument instable et le dépôt lui-même essentiellement mobile (2). C'est ce dépôt immergé, sujet à se déplacer constamment, qui a reçu le nom de *barre*. Il forme un bourrelet en travers du fond du lit.

La barre ne peut s'accroître indéfiniment en avant, puisqu'elle est sans cesse soumise au flux et au reflux, qui entraînent tous les matériaux en excès ; mais en arrière, elle peut se développer en arrêtant les matières amenées par les crues, pour lesquelles elle constitue un obstacle.

Le profil transversal de ces barres, avec ou sans dépôt en arrière, c'est-à-dire leur profil dans le sens du courant, varie suivant les circonstances. Si le travail de la mer l'emporte sur celui du cours d'eau, le dépôt se dessine en pente douce vers la mer et en pente rapide du côté amont. Si c'est au contraire le courant du fleuve qui domine, l'inverse se produit, la pente douce se présente vers l'amont et la pente rapide regarde la mer. « Chaque paquet de sable qui se précipite prend la forme d'un cône

(1) RINNE, trad. PERVINQUIÈRE. — *Étude pratique des roches.*

(2) DE LAPPARENT. — *Traité de Géologie.*

arrondi, relevant sa courbe vers la mer, si c'est la force du fleuve qui l'emporte et vers ce dernier, si l'action de la vague est prépondérante. Comme en raison des crues et de l'état de la mer il peut y avoir de fréquentes alternances entre ces deux conditions, beaucoup de dépôts d'estuaires offriront une succession de parties relevées vers l'amont et d'autres relevées vers l'aval (1). » En somme, remarquons-le une fois encore, c'est toujours d'après le même principe que se règle le profil des dépôts, qu'il s'agisse de courants d'air ou de courants d'eau, de dépôts à air libre ou de dépôts immergés.

Il y a peu de chose à dire des formes topographiques des estuaires. On n'y distingue rien qui leur soit spécial. Les anciennes berges s'écartent graduellement; le fond plat de l'ancien lit n'est plus occupé que partiellement par le cours d'eau actuel, et l'excès de largeur est comblé, non plus par les *barres* proprement dites, mais par des couches d'alluvions constituées comme tous les dépôts de remplissage de fonds de vallées.

Estuaire de la Seine. — Nous ne reviendrons pas sur ce que nous avons dit de la construction de l'estuaire de la Seine. Les concavités des méandres de l'ancien lit, dans le voisinage de l'embouchure, sont remplies d'alluvions limoneuses qui seraient exposées à de fréquents remaniements, tant par les grandes marées que par les crues du fleuve, sans la protection qui leur est donnée par l'endiguement. Des digues anciennes ferment quelques-unes de ces concavités, notamment celle du marais Vernier (D, **No 136**). En outre, le chenal est régularisé par des travaux modernes. La marée haute recouvre jusque près de la pointe de Tancarville des bancs que la marée basse laisse à découvert depuis cette pointe jusqu'au Havre. Les bancs sont moins développés sur la rive gauche, dont le chenal se rapproche. Le lit reste marqué jusqu'en mer; les courbes de niveau du fond s'infléchissent, en effet, suivant la forme de l'embouchure.

Embouchure de la Canche. — Sur toute la côte, vers le Nord, depuis les environs de Boulogne jusqu'au Tréport, une large bande d'alluvions modernes et de dunes s'étend en avant des coteaux de la craie blanche et les protège contre les atteintes de la mer. Les rivières de cette région débouchent en creusant d'abord leurs vallées dans la craie et les couches tertiaires qui la recouvrent, puis en taillant leur chenal actuel dans la zone alluviale. La topographie des coteaux convexes de la craie se sépare très nettement de

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

celle de la zone d'alluvions tourbeuses, et celle de cette dernière de la topographie des dunes. La Canche donne l'exemple d'une rivière ayant un estuaire dont la largeur entre les anciennes berges de la craie correspondait à la largeur de l'ancien lit en amont, augmentant peu à peu en approchant de la mer. Dans les alluvions et les dunes qui s'étendent au delà des coteaux crayeux jusqu'à 4 ou 5 kilomètres, la rivière dessine le prolongement de son estuaire aujourd'hui ensablé ; son cours actuel y tient à peu près la ligne médiane. Comme particularité de l'appareil littoral, on peut mentionner la façon dont est drainée, par des ruisseaux affluents de la Canche, la zone tourbeuse comprise entre les dunes et la craie. Cette zone tributaire de la Canche rejoint presque au Sud celle de l'Authie et de la Somme.

Estuaire de la Somme. — La vallée de la Somme, véritable modèle classique des vallées à versants perméables, à fond tourbeux et à rivière tranquille, s'élargit peu à peu en estuaire, dans les mêmes conditions que celle de la Canche, avec une ouverture proportionnée à l'importance plus grande du cours d'eau. Cet estuaire est ensablé partout excepté dans le chenal et son évasement se prolonge dans les alluvions et les dunes au sortir de la craie. L'embouchure de la Somme constitue un terme mixte entre l'estuaire et le delta; c'est un ancien estuaire non seulement comblé, mais où l'apport des alluvions fluviales a dominé autrefois le travail marin, de sorte que la côte présente une saillie sur la mer, saillie alluviale que la rivière traverse par plusieurs bras.

Le **N° 226** donne les dispositions de cette côte à l'échelle du 200.000^e^. On y voit en A B la Canche, avec la forme bien marquée de son estuaire, d'abord par l'allure des coteaux de la craie de B en C; puis, dans des proportions moindres, par l'évasement de la zone des dunes à partir du point D (Etaples). En D C E, le drainage de la zone tourbeuse, par un affluent parallèle au rivage. En F G, l'Authie; puis, jusqu'en H et encore au delà, en dehors des limites de notre extrait de la carte, la zone considérable des alluvions qui séparent de la mer les coteaux crayeux, C E K L, vers l'embouchure de la Somme, formant sur la mer un véritable delta M N H.

« Dans cette partie de la France, le littoral maritime a grandement changé de forme depuis le commencement de la période historique. Ainsi l'étang du Hâble (Havre) à plus de dix kilomètres au Sud de la baie actuelle de la Somme, est certainement le reste d'une ancienne embouchure. Le rivage de Cayeux, qui sépare cet étang de la mer, et sur lequel s'élèvent maintenant de menaçantes dunes, était jadis une simple barre immergée par le flot. Au Nord de la baie de Somme, la forme des rives s'est encore beaucoup plus modifiée pendant la période historique. Toute la région comprise entre

la baie de Somme et celle de la Canche, de la mer à la base des collines de l'Artois, est de formation récente (1). »

Estuaire de la Loire. — Ici les conditions sont différentes. Le sol est cristallin. Ce sont les gneiss, les granites et les micaschistes du massif armoricain que la Loire traverse pour gagner la mer. La vallée d'érosion se creuse dans les terrains bas de la pénéplaine, à structure rubanée, représentant les restes des plis hercyniens S.-E.—N.-O. Des dépressions ont été comblées par les alluvions jusqu'à de grandes distances du fleuve actuel. On s'accorde généralement à reconnaître que les régions voisines de l'embouchure de la Loire et cette embouchure elle-même sont le théâtre d'un mouvement positif, d'un ennoyage. Les îles qui précèdent la côte représenteraient alors les parties hautes du terrain submergé. Mais en même temps que la mer envahit, qu'elle s'introduit dans les découpures formées par les vallées, elle édifie un sol nouveau à l'aide des alluvions de la Vilaine et surtout de la Loire (2).

Quoiqu'il en soit, les berges de l'ancien lit des hauts niveaux, qu'on retrouve très nettes sur certaines parties du cours de la Loire en amont, sont assez confuses à l'embouchure.

L'élargissement commence en aval de Nantes, au Pellerin A, **N° 227**, et à Couëron B, où le lit du fleuve remplit l'intervalle d'un millier de mètres entre les berges. Il y a là sur quelques kilomètres un étranglement occasionné par la dureté des terrains traversés, car en amont la largeur est presque toujours beaucoup plus grande. Depuis le Pellerin, vers l'aval, elle augmente rapidement jusqu'à 3.000 mètres environ, pour se resserrer un peu à Saint-Nazaire C. Là se termine, à proprement parler, l'estuaire de la Loire ; car au delà de Saint-Nazaire la forme de l'estuaire n'existe plus, et le fleuve débouche dans une baie d'une dizaine de kilomètres de largeur D E. Entre Nantes et Saint-Nazaire on remarque des rives courbes en arc de cercle d'assez grand rayon ; il ne s'agit pas ici d'anciens méandres. Ces courbes sont de véritables lignes de rivages raccordant des points d'appui solides du sol ; ainsi, de Saint-Nazaire à Donges F, de Donges à Lavau G, de Lavau à un point intitulé Ville-de-Rochers H, de larges arcs de cercle de rivage alluvial s'accrochent par leurs extrémités à des promontoires de granulites ou de micaschistes. L'orientement hercynien est marqué par le pied des coteaux archéens K L sur la plaine alluviale.

Estuaire de la Gironde. — La Gironde tout entière n'est qu'un estuaire ; le flot de la marée remonte d'ailleurs beaucoup plus haut que le bec d'Ambez dans la Garonne et dans la Dordogne.

---

(1) Elisée Reclus — *Géographie universelle.*

(2) Barré. — *L'Architecture du sol de la France.*

L'élargissement de la Garonne commence près de Bordeaux; à Pauillac, il atteint 5 kilomètres, et plus loin le maximum va jusqu'à 11 kilomètres. A l'embouchure même les deux rives se rapprochent. La longueur totale de ce grand estuaire est de 70 kilomètres. Ces conditions sont encore différentes de celles de la Seine et aussi de la Loire. Le fleuve ne traverse pas, comme dans les cas précédents, des terrains de même nature sur ses deux rives. Il longe des formations tertiaires et crétacées de sa rive droite, tandis que les sables des Landes s'étendent sur sa rive gauche. Le commandant Barré (1) pense que l'estuaire de la Gironde doit être la conséquence d'un accident synclinal de même direction que divers accidents aquitains. Il existe des failles qui relèvent les calcaires crétacés en falaises sur la rive droite du fleuve; la tectonique, qui perd ses droits dans les sables de la rive gauche, peut donc intervenir sur la rive opposée.

D'autre part, l'action combinée du courant fluvial et de la marée n'est pas la même sur les deux rives: à gauche, il n'existe pas trace d'un lit plus large que celui d'aujourd'hui; les alluvions qui s'ajoutent à la berge ne changent rien à la topographie de cette région peu mouvementée; mais on remarque très bien, au contraire, des différences sur le bord droit. Depuis Blaye jusqu'à Mortagne, A B, **N° 228**, les coteaux s'éloignent du fleuve, et tout l'intervalle entre eux et le cours actuel, qui atteint 6 kilomètres, est rempli par des alluvions modernes.

Ainsi, la Gironde, comme tous les autres fleuves, a remblayé une partie de son estuaire; et cependant elle tend à éroder son littoral au N.-E. et à alluvionner sur la rive S.-O. Les couches calcaires qui s'élèvent en pentes très rapides et même en falaises abruptes à l'amont de Royan sont attaquées à leur base. On cite même des villages situés au-dessus de ces pentes qui ont été détruits par le sapement de cette base, à diverses époques.

Deltas. — Il n'y a aucune différence d'origine entre les deltas et les estuaires; l'une des formes, celle en delta, peut succéder à l'autre forme de l'embouchure, par suite de changement de régime du cours d'eau.

Lorsque le mouvement des marées est nul ou insuffisant pour enlever les alluvions apportées par le fleuve, lorsqu'en outre il n'existe pas de courants marins longeant la côte, les alluvions s'accumulent au débouché dans la mer; leur dépôt est naturellement plus ou moins rapide suivant le profil du rivage. Il est clair que si le cours d'eau débouche dans une mer brusquement profonde, les matériaux, en tombant au fond, sont plus facilement étendus, entraînés plus loin, et doivent en tout cas mettre plus de temps à

---

(1) Barré. — *L'Architecture du sol de la France.*

édifier un dépôt qui émerge. La formation de ce dépôt dépend aussi de la vitesse du cours d'eau à son arrivée dans la mer. Si cette vitesse est grande, le courant peut refouler la vague, se continuer jusqu'à une certaine distance au delà du rivage et par conséquent porter les matières qu'il tient en suspension jusqu'à cette distance, où il ne les abandonne qu'en eau profonde. Si la vitesse est faible, ou si une faible vitesse vient à succéder à une plus grande, les matières se déposent plus tôt. Dans le cas de l'estuaire, la barre qui s'y rencontre se fixe et s'accroît à chaque nouvelle crue du fleuve, lorsque le mouvement de la mer ne vient pas remanier les sables, les graviers et les limons dont elle est composée. Cette barre, qui s'appuie généralement sur les deux côtés de l'estuaire, finit par émerger, en ne laissant libre que l'espace nécessaire pour l'écoulement des eaux. Ainsi, tout fleuve passant d'un régime violent, torrentiel, à un régime relativement tranquille, doit en principe fermer son estuaire par un cordon d'alluvions qui se développe de plus en plus, surtout si la mer a peu de marées. Une fois le cordon émergé, toute la partie située en arrière se transforme en lagunes qui doivent se colmater peu à peu par les dépôts des crues du fleuve, puisque les matières transportées ne peuvent plus se répandre au delà du cordon. Finalement, l'estuaire tout entier se remplit d'alluvions, comme tout fond de vallée trop large, le fleuve n'y conservant qu'un chenal en rapport avec son débit.

Ainsi, l'existence d'estuaires largement ouverts, puis comblés, est une preuve de l'existence antérieure d'un régime violent, torrentiel, pour les rivières actuelles dont le régime est le plus tranquille, c'est donc un argument de plus à l'appui de la thèse relative à la phase des grandes pluies et des hauts niveaux des rivières.

Nous avons donné comme exemple d'estuaire comblé celui de la Somme. Le comblement répond, bien entendu, au passage du régime ancien au régime actuel du cours d'eau, essentiellement calme, à vallée tourbeuse; tandis que l'ancien élargissement de l'embouchure en forme d'estuaire répondait à la période active du régime torrentiel, dont les lits de cailloux roulés des anciennes alluvions de la vallée, *étalés sur toute la largeur*, sont le signe indiscutable.

Lorsque l'estuaire est colmaté, les alluvions ne peuvent plus s'y arrêter, puisque le chenal restant ne conserve que la largeur nécessaire à l'écoulement des eaux. Tout dépôt, s'il s'effectue dans le chenal, ne peut, en vertu de la loi générale, que provoquer des érosions ultérieures. Par conséquent les alluvions cheminent jusqu'à l'embouchure, au delà du cordon primitivement édifié par le développement et l'émergement de la barre. Si la forme des côtes est concave, si le fleuve débouche au fond d'une baie étroite dont

MANCHE

N° 226

Échelle du 200.000e

N° 227

ATLANTIQUE

K

F

G

H

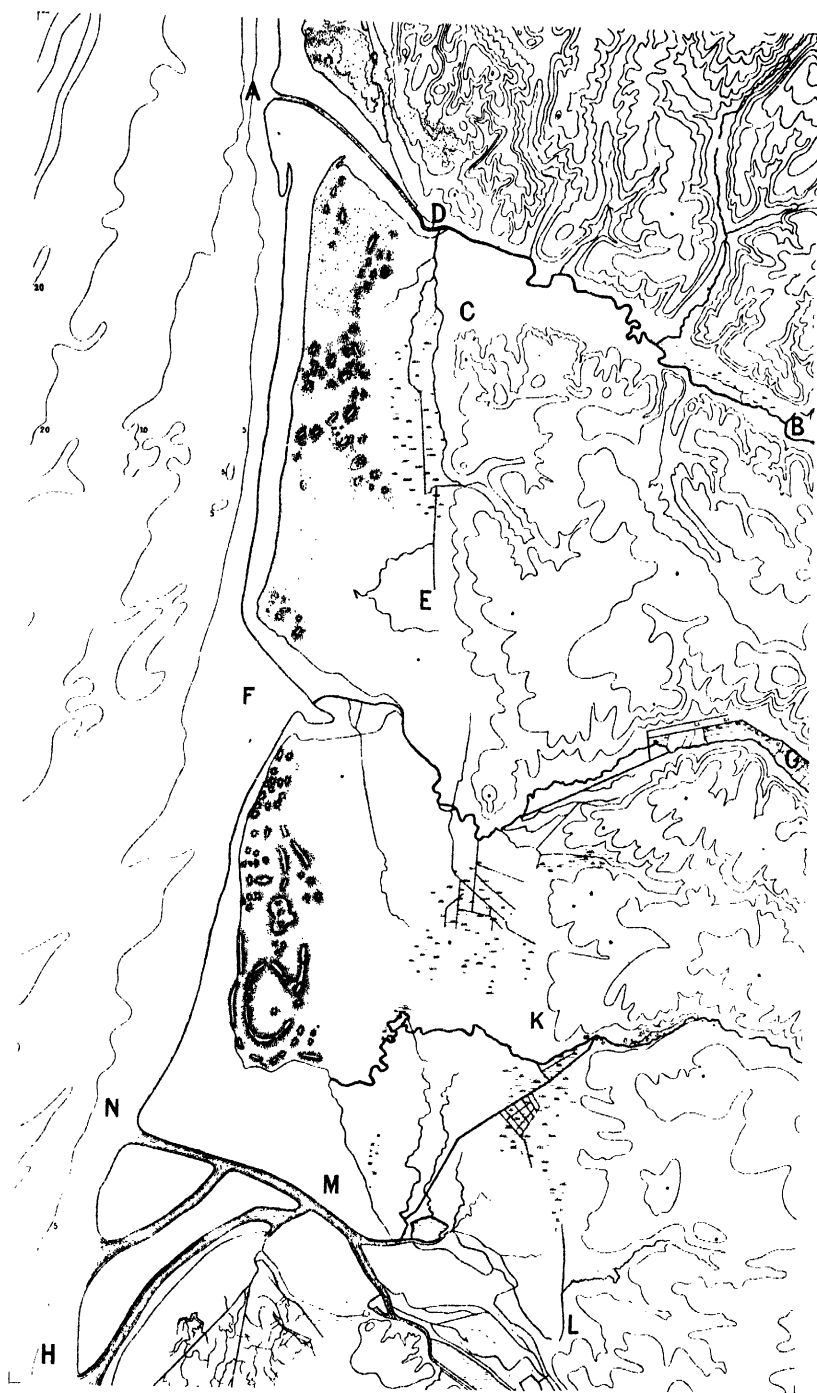
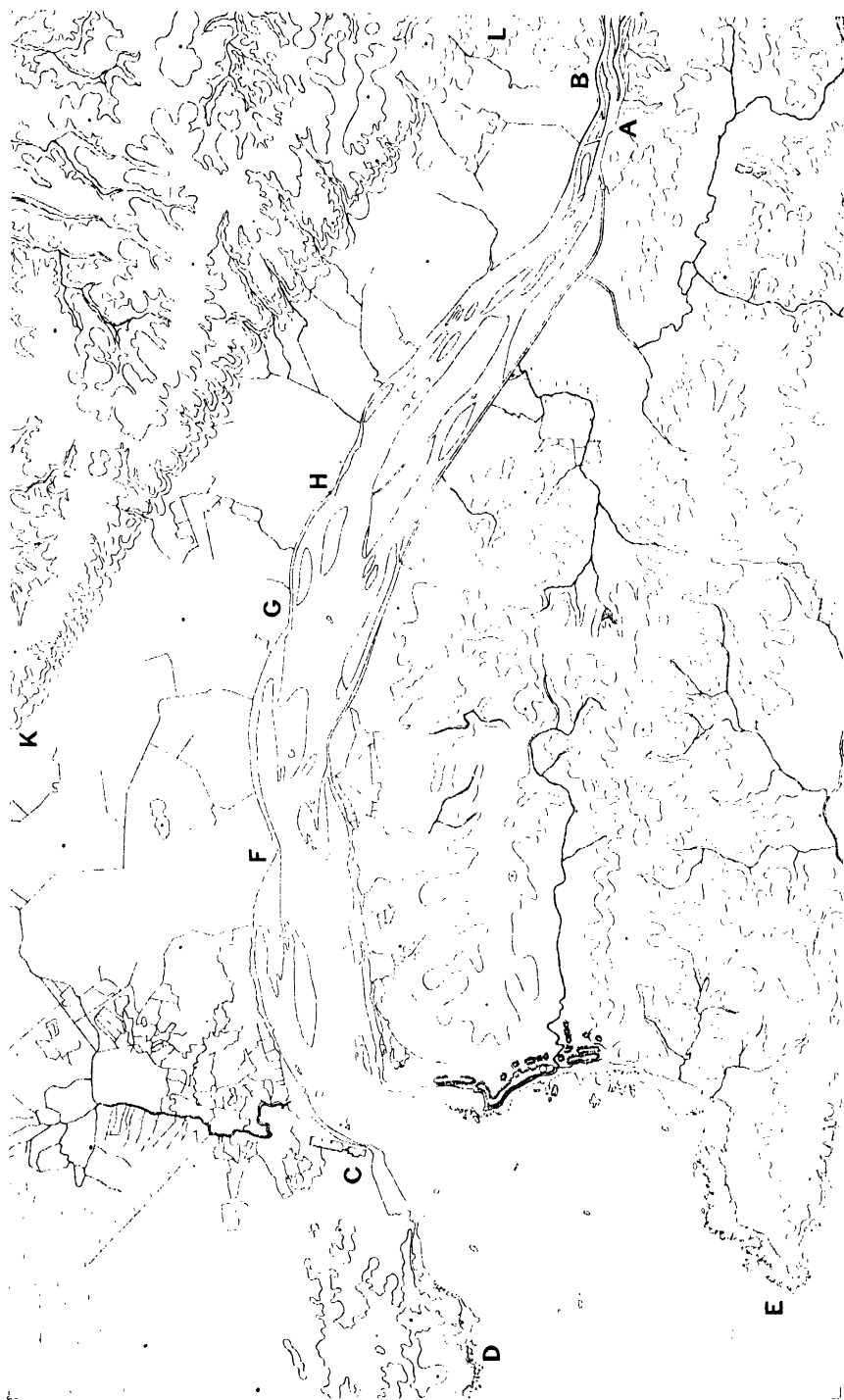
C

D

L

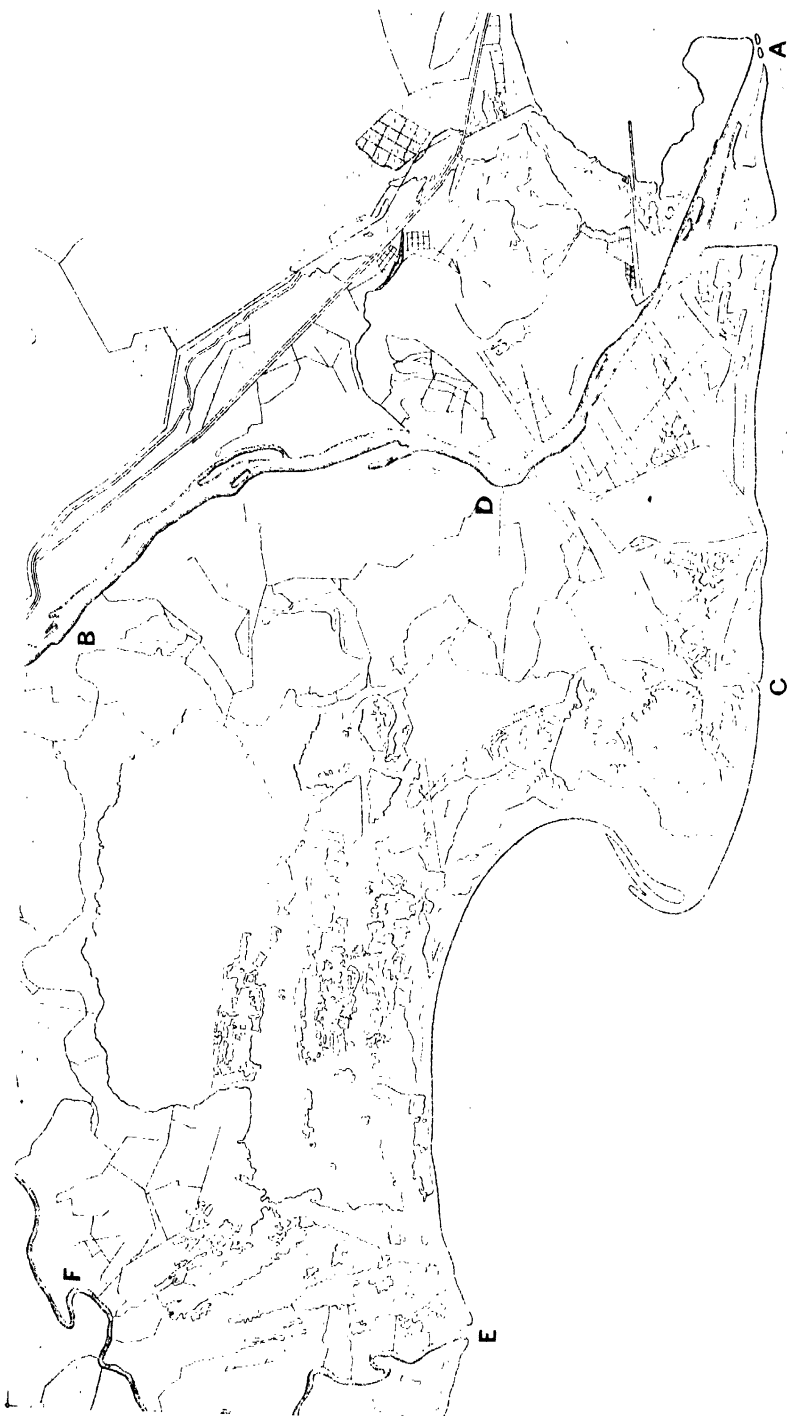
B

A

E

Échelle du 200.000e

N° 228

Échelle du 200.000ᵉ

N° 229
MÉDITERRANÉE
F
B
E
D
C
A
Échelle du 200.000e

les rives font plus ou moins suite aux bords de son estuaire, il peut se créer une nouvelle barre en avant, et la lagune ainsi constituée se colmate comme précédemment celle qui existait en amont dans l'estuaire. Le fond de la baie tout entier peut à la longue se transformer en une plaine d'alluvions, par le même mécanisme se poursuivant de proche en proche.

Si la forme de la côte est droite ou convexe, les cordons s'y installent avec d'autant plus de difficulté que leurs extrémités ne trouvent pas toujours des points d'appui où s'arrêter. Dans ce cas, s'il existe des îles, les cordons se constituent facilement encore ; sinon, l'accroissement du delta se fait par l'allongement des dépôts d'alluvions de part et d'autre et dans le voisinage immédiat de l'embouchure. Il se forme ainsi des promontoires qui peuvent se terminer par des ramifications en patte d'oie, d'autant plus proéminentes que l'alluvionnement est plus actif. Tel est le cas du delta du Mississipi.

Les deltas ne sont, en somme, pas autre chose que des cônes de déjection, qui sous bien des rapports ressemblent à ceux des torrents. Ils diffèrent cependant de ces derniers par l'espèce des matériaux : les limons et les sables qui les composent appartiennent aux éléments les moins lourds, puisqu'ils sont parvenus jusqu'au point où la vitesse est minimum et la pente à peu près nulle. Mais à part cela, le fleuve divague sur son delta comme le torrent sur son cône de déjection ; l'encombrement et l'abandon d'un bras par le courant, l'ouverture de bras nouveaux, etc..., s'opèrent sur le delta comme sur les cônes de déjection ; plus lentement, il est vrai, et à plus longues périodes. C'est toujours l'application de la loi unique ; les deltas se comportent en comparaison des cônes de déjection comme les autres dépôts lents des rivières en comparaison des dépôts torrentiels. Tout dépend des vitesses, des pentes, de la grosseur et du poids des matériaux.

Généralement les grands fleuves qui forment de vastes deltas s'y divisent en plusieurs bras, s'écartant depuis l'origine du delta jusqu'à la base, c'est-à-dire jusqu'à la mer, et c'est précisément de ce fait que résulte la figure en *delta majuscule*. L'embouchure qui se trouve à l'extrémité de chacun de ces bras peut se déplacer, changer de forme, s'agrandir, ou bien diminuer jusqu'à disparaître totalement. Parfois la navigation ne peut être assurée qu'à la condition de fixer le lit sur le delta par des endiguements, mesure qui présente à certains points de vue de graves inconvénients. Les digues ont aussi pour objet de préserver contre les inondations des grandes crues les plaines alluviales conquises sur la mer.

Dans la Méditerranée, où les marées sont très peu marquées et même parfois nulles, les deltas se développent avec beaucoup plus de facilité qu'à l'embouchure des cours d'eau de l'Océan et de la Manche.

Delta du Rhône. — Les bouches du Rhône, avec les atterrissements qui s'y rattachent, occupent presque tout l'espace compris entre la plaine de la Crau et l'étang de Mauguio. La Crau elle-même, vaste surface alluviale plane et presque horizontale, paraît devoir être rattachée au cône de la Durance; sa partie la plus élevée se trouve vers le sommet de ce cône, entre Salon et Eyguières; elle est à 40 mètres au-dessus du niveau de la mer et entièrement formée de cailloux roulés.

Le nombre des bras du Rhône a varié au cours des temps historiques. Aujourd'hui il n'en existe que deux, qui se séparent à Fourques, à un kilomètre au Nord d'Arles; mais on peut placer plus haut, jusqu'à Tarascon, l'origine des alluvions du delta, parce que c'est à partir de ce point que les coteaux de la rive droite du Rhône s'éloignent, indiquant par leur changement de direction la berge de l'estuaire primitif. Cette berge est suivie de près par le canal d'Aigues-Mortes à Beaucaire. La branche orientale ou Grand Rhône est la plus importante. Entre les deux bras, derrière le cordon littoral qui limite le delta vers la mer, s'étendent des lagunes destinées à être comblées par les alluvions du fleuve. Au centre, ces lagunes deviennent l'étang de Valcarès.

Plusieurs anciens bras sont convertis en canaux, qui déversent les eaux du fleuve dans la plaine et y apportent les limons tenus en suspension. En temps de crue, les eaux du Rhône se répandent par-dessus les bords des canaux et alluvionnent, ajoutant les couches de leur limon par-dessus celles qui forment déjà le sol du delta. Il en résulte que dans le voisinage du fleuve le sol est plus élevé que dans le reste de la Camargue. C'est l'équivalent du fond convexe dans les vallées d'érosion à cours d'eau limoneux. La hauteur du limon que le Rhône peut déposer annuellement dépend des endroits; elle a été évaluée au maximum à $0^{m},10$, chiffre exagéré de l'avis d'Elie de Beaumont. « Tout l'effort actuel des alluvions se porte à la pointe du Grand Rhône, dont le progrès depuis 1737 a été en moyenne de 57 mètres par an; mais antérieurement les dépôts se sont opérés sur d'autres points; en somme, on évalue à 250 ou 300 kilomètres carrés l'accroissement dans le delta depuis l'époque gallo-romaine. La rapidité avec laquelle le Grand Rhône avance de nos jours tient à l'endiguement du cours supérieur du fleuve, qui l'oblige à transporter jusqu'à l'embouchure la majeure partie de ses alluvions (1). »

Sous le rapport des formes topographiques, le delta est surtout remarquable par la continuité et le parfait raccordement des courbes de divers rayons que dessine le littoral.

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

Chaque embouchure A B, E F (**N° 229**), mais surtout celle du Grand Rhône A B, en raison de la masse prépondérante de ses alluvions, coule sur le promontoire qu'elle a créé et qui continue à progresser. Le promontoire rejoint par des courbes sans cesse modifiées, mais presque toujours tangentiellement, les courbes du rivage de part et d'autre. Il est remarquable que pour chacun de ces promontoires le premier emplacement du lit se trouvait à l'Ouest de sa position actuelle (Rhône mort et vieux Rhône C D) et qu'il s'est progressivement modifié en inclinant vers l'Est.

Influence de l'endiguement sur les deltas. — ***Delta du Pô.*** — Les atterrissements déposés aux embouchures de l'Adige et du Pô ont comblé les lagunes de l'Adriatique sur une grande largeur, puis ils ont dépassé la ligne primitive du cordon littoral, qui reste toujours très bien marquée, et ils ont formé au delà une saillie proéminente. Les documents historiques permettent de constater que le changement considérable qui s'est opéré remonte à une époque relativement récente. Ainsi la ville d'Adria, sur l'Adige, a été au bord de la mer ; elle en est aujourd'hui à 25 kilomètres, et le promontoire d'alluvions du Pô dépasse encore de 10 kilomètres celui de l'Adige. C'est donc au total un accroissement de 35 kilomètres au delà des lagunes comblées. Cet accroissement a été particulièrement rapide au cours des trois derniers siècles ; il s'est élevé jusqu'à 70 mètres par an (1). Quant au cours du fleuve vers son embouchure, il a subi de très grands déplacements. Après avoir élevé son fond et ses bords par les dépôts d'alluvions, il s'est déversé sur sa gauche, occupant des lits de plus en plus éloignés de son tracé primitif.

Tout ceci est en grande partie l'effet de l'endiguement. Le lit d'une rivière ayant toujours la section qui convient à son débit, si on diminue artificiellement la largeur du lit par des digues longitudinales, il faut que la pente devienne plus grande pour que le défaut de section soit racheté par un débit plus rapide, ou bien que la hauteur de la section soit augmentée par des digues. Pour que l'accroissement de pente se réalise, l'embouchure étant fixe, il est nécessaire que le niveau s'élève progressivement, à une certaine distance de la mer. En outre, quand la rivière allonge ses berges par la progression d'un delta, pour que la pente se maintienne, il faut que le fond du lit s'élève. Or, l'allongement est beaucoup plus rapide quand les digues empêchent les matières transportées de se répandre le long du cours et les conduit jusqu'à l'embouchure. Les dépôts se construisent de part et d'autre à la sortie, de manière à prolonger l'endiguement. Le fond s'élève un peu sur le cône de déjection, c'est-à-dire sur le delta, à chaque crue nouvelle, et

(1) Elie de Beaumont. — *Leçons de Géologie pratique.*

la rivière creuse son lit, en temps ordinaire, sur la génératrice de ce cône qui prolonge le chenal. Elle divague sur son delta, nous l'avons déjà dit, de la même façon et pour les mêmes raisons qu'un torrent sur son cône de déjection.

L'allongement du delta du Pô entraînant l'exhaussement progressif du fond au voisinage de l'embouchure, il arrive que dans son cours inférieur le fleuve endigué coule à un niveau de plus en plus élevé au-dessus de la plaine. Si le delta doit continuer indéfiniment à progresser, le fleuve doit finir par se déverser par-dessus ses digues. Il est très facile de voir, sans même recourir à une figure théorique, que le profil longitudinal d'équilibre, non modifié dans sa partie supérieure, dans les bassins de réception des torrents des Alpes, se relève d'autant plus dans sa partie inférieure que, le niveau de base restant le même, le point où il atteint ce niveau de base s'éloigne davantage.

Il est vrai qu'en pareilles circonstances la progression a toujours une limite. Plus le delta s'avance, plus il trouve ordinairement de profondeur de mer à combler avant d'émerger. L'Adriatique est peu profonde ; elle s'incline en pente douce de l'Italie jusqu'à l'Istrie, où elle atteint à peine 80 mètres ; mais si c'est peu pour un fond de mer, c'est suffisant pour que le mouvement de la vague empêche l'accumulation indéfinie d'alluvions dans le prolongement du cours du fleuve.

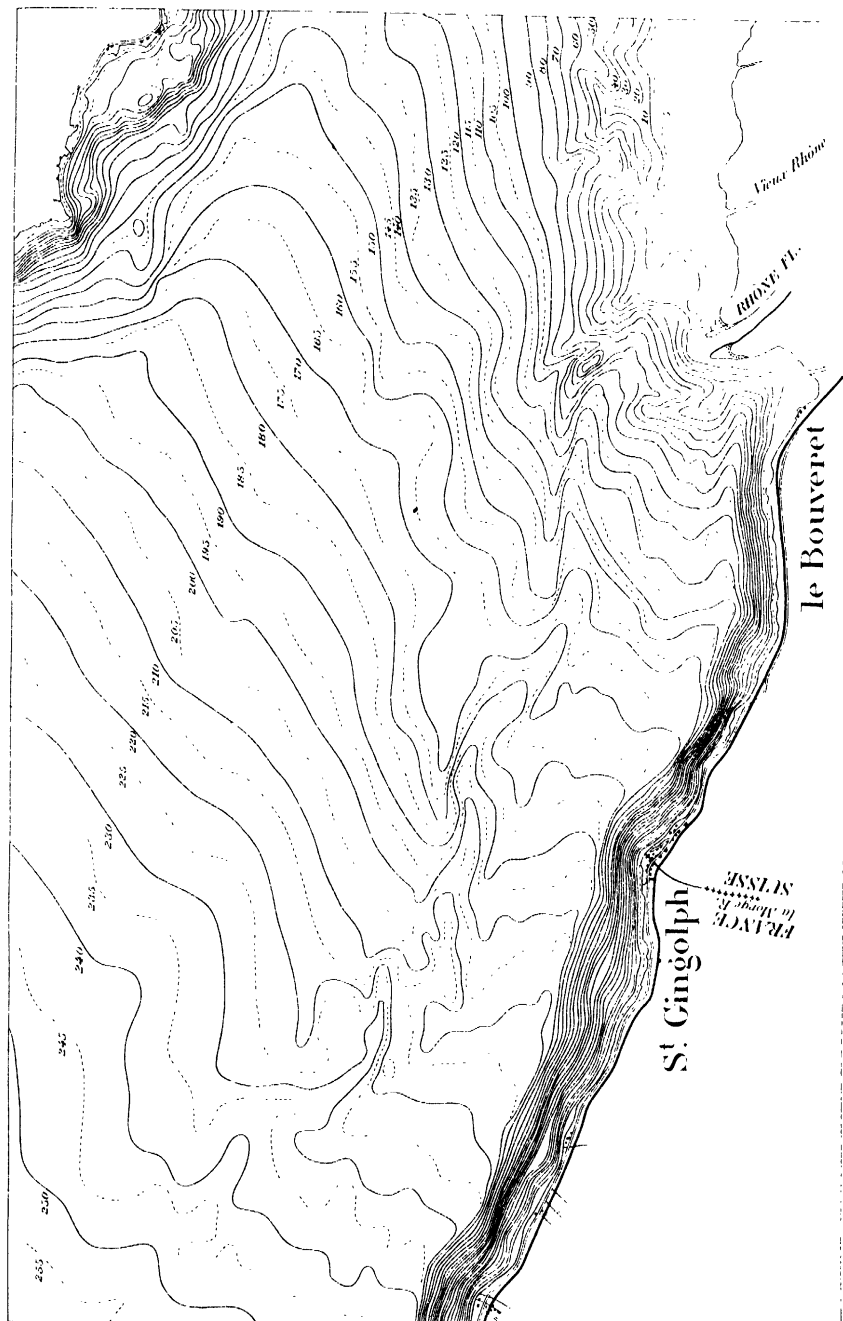
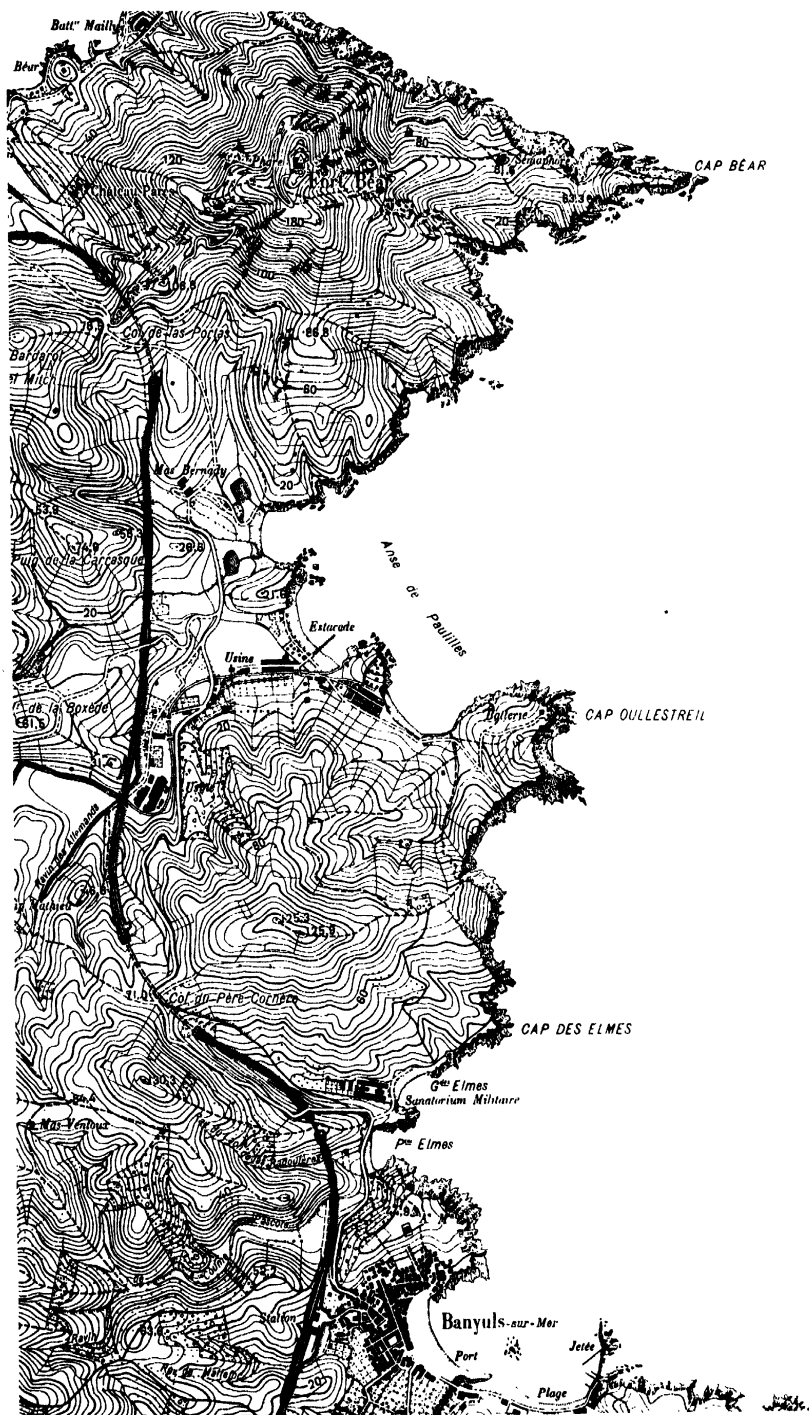
INFLUENCE DES OSCILLATIONS SUR LES RIVAGES

Mouvements positifs. — Après avoir rappelé les exemples les plus saillants de deltas existant à l'embouchure de fleuves qui se jettent dans des mers à marées, ainsi que d'estuaires existant lorsque la mer est dépourvue de marées ; après avoir signalé, enfin, que les estuaires et les deltas voisinent souvent sur des rivages appartenant au même océan, comme l'estuaire du Gabon et le delta du Niger, M. Haug, tout en reconnaissant que dans la très grande majorité des cas les estuaires appartiennent aux côtes où la marée se fait sentir, et les deltas aux conditions inverses, ajoute : « Le problème des embouchures prend un tout autre aspect si, au lieu de considérer le

LAC LÉMAN

Échelle du 50.000e

N° 230

Échelle du 20 000e

niveau relatif de la mer comme stable, on suppose qu'il s'est déplacé, soit par suite d'une oscillation du sol, soit par suite d'un changement dans la hauteur absolue des eaux. »

Il est indiscutable que le cours de certaines rivières reste marqué au delà de l'estuaire sur le fond de la mer, jusqu'à une distance appréciable ; on en a de bons exemples dans les embouchures des rivières de Châteaulin et de Landerneau, dont on voit la trace se prolonger au fond de la rade de Brest. On peut en déduire sans doute que la côte a subi un mouvement positif et que ces traces ne sont autre chose que celles des anciens lits aujourd'hui submergés. Mais cette conclusion s'impose-t-elle ? Ne peut-on pas admettre simplement que le chenal s'est imprimé sur le fond à une époque où le débit et la vitesse du cours d'eau étaient incomparablement plus forts qu'aujourd'hui ?

Sur les côtes de Bretagne, le mouvement positif paraît démontré par la quantité des observations qui concordent dans le même sens (1) ; mais sur les côtes de Normandie, il paraît plus douteux, et l'argument tiré du prolongement du chenal de la Seine, qui, d'après les courbes bathymétriques, reste marqué jusqu'à 8 à 10 kilomètres au large, ne semble pas suffisant. Le même prolongement se rencontre pour des rivières qui se jettent dans des lacs à l'égard desquels elles ne paraissent guère avoir pu éprouver de mouvements positifs. Ainsi, le chenal du haut Rhône se prolonge dans le lac de Genève par « un ravin sous-lacustre sinueux, qui s'étend depuis l'embouchure jusque devant Meillerie, sur une longueur de 10 kilomètres environ. Ce ravin est constitué par deux digues reposant sur le talus général du lac, et entre lesquelles se trouve un sillon. La profondeur de la tranchée atteint 20 à 30 mètres. Elle est encore de 10 mètres au delà de Saint-Gingolph, par 230 mètres de fond (2) » (**N° 229** *bis*). Ici, on peut évidemment faire intervenir les diverses théories relatives aux *lacs de bordure* ou d'affaissement dans les régions de haute montagne (3) ; on peut invoquer aussi les barrages glaciaires, comme ayant en partie déterminé l'extension de ces lacs et fait remonter leur niveau, ce qui équivaudrait, comme effet relatif, à un mouvement positif. Mais si le cours du haut Rhône a été submergé sur une dizaine de kilomètres par une cause de ce genre, il reste à expliquer comment et pourquoi, dans le fond de la vallée immergée, le chenal déjà marqué s'accompagne de deux bourrelets, de deux digues

(1) Voir HAUG. — *Traité de Géologie*, 1er volume, pages 480 à 484.

(2) DELEBECQUE. — *Les lacs français*, 1898.

(3) Voir DE LAPPARENT. — *Leçons de Géographie physique*, page 176 à 178.

d'origine évidemment alluviale. Ces deux bourrelets n'existaient pas avant l'immersion de la vallée, puisqu'ils n'existent dans aucune vallée semblable. S'il s'agissait réellement d'une portion submergée du cours du Rhône, le chenal devrait se creuser dans le fond de l'ancienne vallée et non dans l'épaisseur des alluvions sous-lacustres du haut Rhône actuel, qui se sont étalées sur ce fond et en ont fait disparaître la topographie. Ainsi, la forme de cette nappe d'alluvions, avec le prolongement du lit et les bourrelets qui l'accompagnent, semblables à ceux qu'on rencontre dans les appareils des torrents (1), paraissent bien n'être autre chose qu'une forme sous-lacustre de cône de déjection et, s'il en est ainsi, le prolongement du lit sur le fond n'est imputable qu'à la puissance du courant du Rhône. D'ailleurs, de Lapparent, après avoir conclu, dans les circonstances de ce genre, à la création primitive *à l'air libre* de la vallée aujourd'hui sous-marine, fait une réserve : « Cependant, il y a des cas où le maintien d'un chenal profond peut être dû simplement à la force des courants, à savoir le courant propre du fleuve et celui de la marée qui le remonte périodiquement (2). » Or, le courant puissant du fleuve que nous invoquons, pour la Seine comme pour le Rhône, est celui de l'époque des hauts niveaux et non le courant actuel.

M. Haug considère un peu l'estuaire comme l'indice du mouvement positif. « Supposons maintenant, dit-il, qu'une période de stabilité des lignes du rivage fasse suite à la période d'affaissement du sol. L'estuaire se comblera peu à peu, grâce à l'alluvionnement, et le phénomène finira par empiéter sur la mer. Un delta prendra naissance en face de l'ancien estuaire, pour peu que la plate-forme côtière présente des conditions d'étendue et de pente favorables et que les marées ou les courants marins ne viennent pas entraver l'accumulation des sédiments.

» Les estuaires et les deltas sont donc des phases successives dans l'histoire d'un cours d'eau, qui nous renseignent sur le sens des oscillations qu'a subies la région littorale. On comprend dès lors que deux embouchures voisines puissent être l'une un estuaire, l'autre un delta (3). »

En résumé, la forme estuaire et la forme delta semblent pouvoir résulter de causes très diverses, agissant seules ou en combinaison. Si le changement de niveau de base par oscillation du rivage est très capable d'y jouer un rôle, il n'en est pas moins vrai que le changement de régime des cours d'eau, la réduction de leur débit, et par conséquent de leur vitesse et de leur

---

(1) Voir page 285.

(2) DE LAPPARENT. — *Traité de Géologie.*

(3) HAUG. — *Traité de Géologie.*

puissance de transport, peut amener un renversement des conditions ; où l'action du fleuve dominait, poussant les alluvions vers le large, celle de la mer devient prépondérante, et la forme de l'embouchure se modifie en conséquence, par le maintien des alluvions dans l'estuaire et dans le voisinage immédiat de la côte.

Nous avons exposé le mécanisme de sapement qui crée l'escarpement des falaises et fait reculer cet escarpement en produisant à sa base une terrasse, une plate-forme côtière, généralement inclinée en pente douce vers la mer. Nous avons vu que l'existence de cette plate-forme, son développement et la présence des débris qui s'y accumulent rompent la violence de l'attaque par la vague, et deviennent une protection pour la falaise, qui alors cesse de reculer.

Mais si le sol est l'objet d'un mouvement positif ou si le niveau relatif de la mer s'élève pour quelque autre raison, la plate-forme s'enfonce et disparaît en profondeur avec les débris qui la recouvrent ; la falaise n'est plus protégée, l'attaque continue et le recul ne s'arrête pas. C'est alors que se produit cette érosion poursuivant son œuvre dans un plan horizontal, telle que nous l'avons décrite d'après M. de Martonne, dans la première partie de notre étude (1). C'est *l'abrasion* marine, qui tend à transformer le relief attaqué par le mouvement de la vague en une surface unie, rabotée, sur laquelle viendront par la suite s'effectuer de nouveaux dépôts.

Nous avons déjà fait observer que ce travail ne se poursuit pas d'une manière uniforme ; d'abord, parce que les conditions locales d'attaque et de résistance peuvent varier ; ensuite parce que les accidents topographiques favorisent le progrès de la mer dans les vallées qui lui sont ouvertes, et le retardent d'autant plus dans les parties intermédiaires que ces parties sont plus épaisses et d'un relief plus accusé. La mer, en pénétrant ainsi par mouvement transgressif dans les vallées, y dessine naturellement une courbe de niveau, au-dessous de laquelle les parties basses deviennent des golfes et des baies qui conservent, au moins pendant un certain temps, leurs allures de vallées. Ce sont donc généralement des baies resserrées, quelquefois de véritables couloirs à bords parallèles. Les géologues ont donné aux côtes qui présentent cet aspect le nom de *côtes à rias*. « Ce type a été distingué et défini par Richthofen. Les caractères essentiels en sont, d'après lui, la multiplication des anses arrondies séparées par des récifs, une grande abondance d'îles, enfin des golfes allongés et étroits, pénétrant très loin dans l'intérieur des terres (1). »

---

(1) De Martonne. — *La pénéplaine et les côtes bretonnes*. Voir pages 83 et 84.

C'est également ainsi que se présentent d'une manière très caractéristique les découpures de la côte de Norvège qui ont reçu le nom de *fjords*. On a fait de cette dénomination de *fjord* un véritable abus, en l'appliquant indistinctement à toutes les découpures des côtes. Il convient de lui conserver la signification limitée qui implique à la fois une grande longueur, des pentes raides (versants debout, anciennes berges) et aussi un fond partagé en cuvettes successives (fond de vallée vidé de son revêtement d'alluvions). On peut encore y ajouter quelques autres particularités. D'abord, les vrais fjords, provenant d'anciennes vallées, vont toujours par séries et accompagnent les côtes montagneuses ou tout au moins accidentées. Ensuite, on y retrouve les directions des diaclases qui ont influencé l'orientement des vallées, et par conséquent un certain parallélisme, sinon dans les fjords eux-mêmes, du moins dans les nombreux éléments entre lesquels ces découpures se décomposent tout naturellement (1).

D'après ces conditions énoncées par de Lapparent, le nom de fjord doit s'appliquer plus particulièrement à certaines formes de vallées envahies par la mer, indépendamment du fait de cet envahissement. De Lapparent ajoute d'ailleurs : « C'est la mer elle-même qui paraît avoir le moins de part à la formation de cette structure, qu'elle se contente d'accuser en envahissant les creux produits. »

On conçoit que si l'envahissement par la mer s'étend loin dans les vallées principales, les vallées secondaires modelées par les affluents et même les vallons, jusqu'aux dernières ramifications du bassin, peuvent être dessinés par la courbe horizontale du niveau de la mer, et que le fond de la baie ainsi produite conserve la profondeur et les pentes de la vallée à l'air libre. Alors, tout se passe, au point de vue topographique, comme si la mer se bornait à préciser une courbe hypsométrique. Tel serait l'effet résultant de l'ennoyage immédiat d'une côte, jusqu'à une distance plus ou moins grande, sous une nappe d'eau calme, quel que soit le terrain submergé. Mais, en réalité, l'ennoyage est lent et progressif et la mer n'est pas calme. Il ne peut donc se conserver de fjords ou de rias assez caractérisés que si la résistance du terrain à l'érosion marine le permet. Plus cette résistance est grande, plus il y a de chances pour que, selon la topographie primitive, les fjords ou les rias s'étendent loin. C'est ainsi que les côtes cristallines de Bretagne sont creusées de *rivières marines*, tandis que les côtes calcaires de la Normandie, en admettant qu'elles soient le théâtre d'un mouvement positif, ne peuvent être qu'uniformément sapées sur toute leur longueur ; le rôle de la

---

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique*. — *Passim*.

mer consistant plutôt à faire disparaître les découpures qu'à les accentuer. Dès que le mouvement positif, ou toute autre raison qui a déterminé l'ennoyage, s'arrête, les lignes du rivage reprennent leur tendance à se simplifier, par le sapement des saillants et le colmatage des rentrants.

En ce qui concerne les côtes de Bretagne, l'étude a été faite très complètement à ce point de vue par M. de Martonne. Malheureusement, nous n'avons pas encore, pour ces côtes cristallines, de topographie précise à grande échelle, et les côtes de la Méditerranée ne nous fournissent aucun spécimen du type des découpures en rias.

Le **N° 230** donne, au 20.000e, une portion du rivage des Pyrénées Orientales. La côte, très découpée, très abrupte, appartient à des roches cristallines siluriennes. En étudiant un peu les courbes, on voit facilement que tous les saillants des dentelures de cette côte sont attaqués, tronqués, avec des arêtes vives, tandis que les anses sont arrondies et que presque tout leur fond est colmaté, occupé par des plages à courbure régulière.

C'est un exemple à rapprocher de celui qui figure sous le **N° 223**, où les roches sont des granites, des micaschistes et des phyllades.

En somme, quand le niveau de la mer s'élève par rapport au rivage, les effets s'accentuent en ce sens que si la transgression marche plus vite que le sapement des saillants, les découpures de la côte, au lieu de s'atténuer et de se simplifier, s'exagèrent par l'envahissement des vallées, tandis que les points avancés ne reculent pas, ou reculent moins vite. C'est alors que se produisent les côtes à rias. Tout est donc affaire de relation entre les vitesses de deux actions indépendantes l'une de l'autre ; et si les rivières marines ne peuvent guère exister sans qu'il y ait, ou qu'il y ait eu mouvement positif, elles ne sont pas la conséquence forcée de tout mouvement positif, quelle que soit la vitesse de ce mouvement et quel que soit le terrain.

Les géographes sont d'accord pour attribuer à l'érosion glaciaire le creusement des fjords de la côte norvégienne. Tout concourt, en effet, à démontrer que ces accidents si particuliers ne peuvent pas avoir une autre origine. Il est bien évident d'abord que si la calotte des glaces polaires s'est étendue jadis jusqu'à couvrir une partie du Nord de l'Allemagne, les glaces ont occupé, à plus forte raison, la totalité de la presqu'île scandinave, et que les glaciers dits *de vallées* ont rempli toutes les dépressions, de part et d'autre de l'arête dorsale de cette presqu'île.

Les traces de ces glaciers se rencontrent partout, indiscutables. Au point de vue de l'interprétation des documents topographiques, l'origine glaciaire des fjords est prouvée non pas seulement par leur profil en U, qui pourrait être aussi bien fluvial ou fluvio-glaciaire, mais par les dimensions des vallées d'érosion, anciens lits, qui possèdent toutes ce profil ; par la hauteur exces-

sive de certains gradins de confluence des vallées secondaires; par les barres rocheuses qui ferment certaines parties des vallées ; enfin, par le caractère général de tout l'ensemble. L'importance des anciens lits représentés par les fjords serait presque toujours hors de proportion avec celle de leurs bassins d'alimentation, s'il s'agissait de lits fluviaux. Qu'elles soient ou non transformées en fjords, c'est-à-dire plus ou moins envahies par la mer, suivant l'altitude de leur fond, ces vallées en U *bien calibrées* débutent très souvent, à la ligne de partage des eaux, par des cirques, quand leurs têtes ne sont pas occupées, encore à l'heure actuelle, par des glaciers. Elles s'accusent de suite avec toute leur largeur, absolument comme la vallée, lit glaciaire, qui contient, au Mont-Blanc, la Mer-de-glace, prolongée en amont par les glaciers des Bois, du Tacul, etc...

On n'a que l'embarras du choix parmi les feuilles de la belle carte au 100.000ᵉ de la Norvège, s'il s'agit de prendre des exemples de cette très intéressante et curieuse topographie. Nous en reproduisons deux fragments :

Le premier (**N° 231**) est extrait de la feuille de Bodö (région Nord). L'ensemble est d'un caractère très expressif, avec ses érosions circulaires coupant arbitrairement les lignes structurales sur toute la hauteur, ses barres en travers des lits de glaciers, etc...

Le second (**N° 232**) appartient à la feuille de Gjövik (région Sud). Il donne une partie d'un fjord de moyennes dimensions, brusquement creusé, à parois parallèles, en U, dans l'épaisseur de la masse, dont toute la surface porte l'empreinte de la calotte glaciaire qui la recouvrait autrefois.

Les **N^{os} 233** et **234**, empruntés à la carte d'ensemble au 400.000ᵉ, montrent quelques-unes des vallées ouvertes suivant des systèmes d'alignements, des directions rectilignes qui coupent arbitrairement les lignes naturelles du sol et divisent l'ensemble en fragments, avec des orientations qu'il n'est pas possible d'attribuer à la marche normale des érosions, tant marines que glaciaires ou fluvio-glaciaires.

Influence des mouvements négatifs. — Dans le cas où le niveau de la mer s'abaisse relativement, les effets inverses se produisent. Les plates-formes côtières émergées deviennent des terrasses d'un niveau constant ; les attaques ne se produisent plus sur les falaises et les récifs, et les formes topographiques de ces accidents se modifient; elles rentrent peu à peu dans les conditions des formes régies par l'érosion générale subaérienne. Plus le mouvement négatif remonte à une époque reculée, plus les traces des anciens rivages s'atténuent.

En outre, pour tous les cours d'eau qui débouchent dans la mer, le mouvement négatif a pour effet d'abaisser le niveau de base, d'augmenter la pente et d'amener en conséquence une accélération du courant. Le résultat forcé de cette accélération est de modifier de proche en proche par régression les conditions d'équilibre de l'écoulement. S'il y a une rupture de pente,

cette rupture doit rétrograder peu à peu et avoir une répercussion lointaine vers le bassin supérieur. Nous en avons déjà étudié les effets, à propos du développement des méandres des vallées (1).

Mais la répercussion du mouvement négatif s'atténue de plus en plus en remontant ; il est facile de s'en assurer comme nous l'avons vu par la construction du profil d'équilibre qui répond aux nouvelles conditions, en admettant que l'asymptote d'amont reste la même, ce qui est le cas le plus général.

Bien entendu, il faut se garder d'attribuer sans examen à un mouvement négatif d'ensemble d'une région continentale tout effet d'abaissement de niveau de base d'un cours d'eau quelconque. Il est clair, par exemple, qu'un affluent raccordé avec un cours d'eau principal par un gradin de confluence doit toujours tendre à user ce gradin jusqu'à l'effacer, et par conséquent à abaisser son niveau de base jusqu'au niveau du cours d'eau principal. Dès lors, pour cet affluent, les effets de creusement et de développement des méandres se produisent sans qu'il y ait mouvement négatif de la région intéressée. Il en est de même pour un cours d'eau se jetant directement dans la mer lorsque ce cours d'eau s'y précipite du haut d'une falaise. Si l'on suppose, par exemple, les petits cours d'eau de la craie qui tombent en cascades du haut des falaises de la Normandie capables de creuser leurs lits et d'user le seuil auquel ils aboutissent plus vite que l'action de la mer ne fait reculer ce seuil, il se produira un creusement très prononcé par changement de niveau de base pour des vallées aboutissant à la mer, sans qu'il y ait eu le moins du monde mouvement négatif.

Nous avons vu d'autre part que souvent les cours d'eau, et surtout ceux d'un long parcours, peuvent être divisés en sections indépendantes qui se régularisent chacune pour leur compte, avant qu'une régularisation générale de l'ensemble ait pu s'effectuer. D'où, des rapides sur certaines sections, des calmes sur certaines autres, des parties du cours où la rivière coule superficiellement, d'autres où elle s'encaisse, avec ou sans méandres, sans qu'il y ait lieu d'invoquer aucun mouvement négatif pour justifier les encaissements.

Il semble donc qu'il convienne de montrer beaucoup de prudence lorsqu'il s'agit d'affirmer l'existence de mouvements négatifs en se fondant sur les allures de certains cours d'eau, et en particulier sur l'encaissement de leurs méandres.

Les arguments tirés des terrasses fluviales ne nous semblent aussi tout à fait probants que quand il y a concordance entre les niveaux révélés par ces

---

(1) Voir pages 405 et suite.

terrasses et ceux que donnent les vestiges d'anciennes plates-formes côtières, s'il en existe. Car il en est des terrasses fluviales comme des méandres encaissés, si on les considère isolément ; elles peuvent très bien n'avoir d'autre raison qu'une réduction de débit, un changement de régime, d'accord avec un changement de niveau du cours d'eau, par suite d'une capture, par exemple, sans intervention de mouvement négatif d'ensemble. Tel est le cas, pour n'en citer qu'un seul, des terrasses de la vallée de la Moselle entre Pont-Saint-Vincent et Toul, en amont de la capture actuelle (1).

En ce qui concerne la région de la basse Seine, on admet généralement qu'elle a été le théâtre d'un mouvement négatif d'abord, puis d'un mouvement positif qui aurait sans doute remis les choses à peu près en place.

Les preuves du mouvement positif ne sont peut-être pas très convaincantes; mais le mouvement négatif est bien démontré, surtout par l'extension des méandres encaissés de la Seine jusque dans l'estuaire, par la vigueur de l'attaque du courant sur les rives concaves de ces derniers méandres.

La certitude des mouvements négatifs est surtout bien établie lorsqu'on se trouve en présence de plates-formes côtières émergées. Le général de Lamothe (2) a constaté dans le Sahel algérien l'existence de huit lignes de rivages dont les altitudes sont de 320 mètres à 17 mètres. Un niveau plus ancien, dont il reste des traces, s'élèverait à 350 mètres. Ces lignes de rivages sont marquées par des gradins, débris d'anciennes plates-formes côtières. Les plus anciennes lignes appartiennent à l'époque Pliocène.

Les conclusions que le général de Lamothe tire des faits observés sont les suivantes :

« 1° La régularité des lignes de rivages et la concordance de leurs altitudes tout le long de la côte algérienne autorisent à penser que déjà, pendant le Pliocène et le Pléistocène, la Méditerranée était dépourvue de marées.

» 2° La disparition des anciennes dunes, le plongement de leurs couches dans des directions habituellement comprises entre le N.-E. et le S., et le tracé des anciennes lignes de rivages, semblent indiquer que la direction des courants littoraux et celle des vents dominants n'a pas varié d'une façon appréciable sur les côtes de l'Algérie, depuis le Pliocène supérieur.

» 3° Ces faits sont difficilement conciliables avec les diverses hypothèses basées sur des déplacements périodiques ou accidentels de la ligne des pôles. »

Un mouvement négatif rapide, qui aurait fait émerger en peu de temps une

---

(1) Voir page 453.

(2) Général DE LAMOTHE. — *Les anciennes lignes de rivages du Sahel algérien.*

NORVÈGE

Échelle du 100.000e

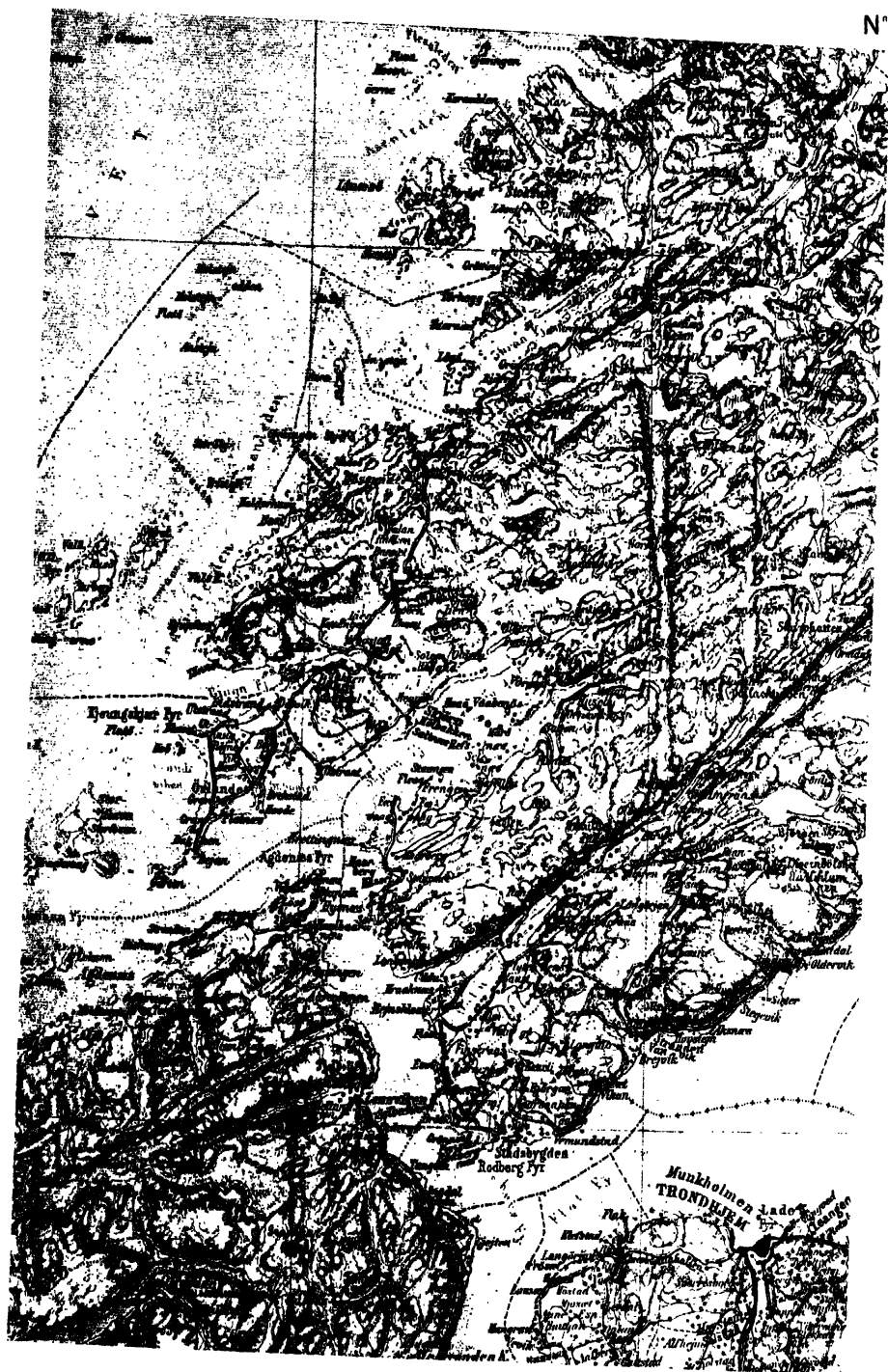
N° 232

*Échelle du 100.000^e^*

N° 233

NOR GE

Éche 40

Échelle du 400.000

largeur assez grande de fond de mer, se révélerait par une topographie caractéristique, destinée, nous l'avons dit, à s'effacer avec le temps. Les plates-formes côtières y seraient nettement indiquées ; les plages abandonnées resteraient reconnaissables à leurs formes autant qu'à leurs cordons de galets et de graviers et à la disposition des sables ; le fond exondé présenterait cette mollesse de modelé que donne le manteau protecteur d'une certaine épaisseur d'eau contre les érosions, en même temps que se comblent les dépressions. La nouvelle ligne de rivage, intersection de ces formes molles par un plan horizontal, aurait une allure très adoucie, dans le genre de celle des deltas et des cordons littoraux, tandis que de la nouvelle surface acquise au détriment de la mer s'élèveraient brusquement, au-dessus des formes molles de l'ancien fond, et comme implantés dans cette surface, les anciens récifs, portant la marque du niveau primitif de la mer. Cet aspect se conserverait plus ou moins longtemps, et les particularités en resteraient marquées aux époques ultérieures. Mais si le mouvement se dessine très lentement, s'il est progressif, ce qui paraît être la condition la plus fréquente, peut-être même la seule possible des phénomènes de ce genre, la topographie spéciale à la partie immergée ne pourra guère se maintenir que dans ses traits les plus saillants, tout le reste se modifiant par les effets des érosions diverses au fur et à mesure de l'émersion.

Il est certain par exemple que des accidents topographiques de l'importance des falaises de Normandie resteraient remarquablement visibles pendant de longues périodes, dans le cas d'un mouvement qui en éloignerait lentement la mer.

Ce sont donc les falaises marines, quand il y en a, et plus fréquemment les terrasses, qui constituent les preuves des mouvements négatifs. Mais il est assez rare que les terrasses apparaissent nettement dans la représentation du terrain, même à grande échelle et en courbes précises ; parce que leurs restes tiennent souvent peu de place et présentent seulement des ressauts, d'étroits paliers à flanc de coteau. Ces paliers peuvent n'être marqués que par un écartement un peu plus grand entre deux courbes de niveau consécutives ; ils peuvent même disparaître dans l'intervalle de deux courbes, et par suite échapper facilement à l'examen. On les reconnaîtrait mieux au premier coup d'œil sur un profil que sur un plan. Encore ne faut-il pas les confondre avec les ruptures de pente qui, sur les versants composés, résultent de l'interposition d'une couche tendre entre deux couches dures, en stratification horizontale ; cas auquel une terrasse à flanc de coteau se dessine également. Ce qui caractérise la terrasse côtière, c'est surtout sa continuité, ou pour mieux dire la continuité du niveau auquel on

en retrouve des fragments, lesquels peuvent correspondre à des affleurements de roches diverses.

Les lignes des rivages se reconnaissent aussi, sur le terrain, aux dépôts de plages, aux zones de galets, etc..., occupant un niveau déterminé; mais la plupart du temps aucune particularité dans le modelé topographique ne vient déceler, même sur les levés à grande échelle les plus détaillés, les emplacements de ces dépôts.

M. Ph. Thomas reconnaît des traces de mouvements négatifs dans les lignes du littoral oriental de la Tunisie, de Bizerte au Sud de Tunis, « région d'exondation relativement récente, ayant encore l'aspect d'un large estuaire ou delta. Les roches crétaciques n'y affleurent qu'au voisinage de Tunis et sur quelques autres points, en lambeaux émergeant des formations récentes, dans des conditions dénotant clairement leur passé insulaire. Enfin, les travaux de nos marins, notamment ceux de M. l'amiral Mouchez sur l'hydrographie actuelle de cette partie de la côte, ont admirablement mis en relief les modifications rapides subies par cette zone littorale à l'époque actuelle (1). » Ces modifications sont surtout le résultat de l'accumulation des alluvions de la Medjerda.

D'autre part, autour des îles Kerkenna, disposées parallèlement au rivage à l'Est de Sfax, s'étendent des bancs sur lesquels la mer n'a pas plus d'un à deux mètres de profondeur, « coupés çà et là de canaux étroits et profonds, à sinuosités variables, encaissés dans des berges presque verticales fort nettement indiquées... Ces *oueds*, au nombre de dix environ, sont tous situés à l'Est des îles, sur la partie de la côte qui regarde le large... L'identité de structure qui existe entre eux et ceux que l'on observe encore actuellement taillés dans les dépôts gypso-limoneux qui forment les falaises de la côte au mouillage de Skhira (au S.-O. de Sfax) permet de leur assigner une même origine et un même but. Comme ces derniers, ils ont été creusés par les eaux pluviales qui, tombant sur un sol imperméable, se frayaient, en raison de leur déclivité naturelle très accentuée, un chemin jusqu'à la mer. Ils restent comme les témoins d'une terre disparue et sont destinés, eux aussi, à disparaître probablement sous l'influence de l'ensablement qui a déjà reporté leur origine assez loin du rivage actuel (2). »

En somme, d'après les divers auteurs qui ont étudié de près cette question des rivages tunisiens, il paraît probable qu'ils ont été plusieurs fois

(1) Ph. Thomas. — *Essai d'une description géologique de la Tunisie.*

(2) Servonnet et Lafitte. — *En Tunisie. Le golfe de Gabès en 1888*, cité par Ph. Thomas.

l'objet d'oscillations, les mouvements positifs alternant avec les mouvements négatifs. M. Pervinquière conclut à des oscillations lentes (1). Telle est aussi la conclusion des études du général de Lamothe sur les dépôts de la presqu'île de Monastir, où la ligne de rivage a occupé successivement des niveaux différents, les niveaux les moins élevés étant les plus récents. Cette ligne s'est abaissée parallèlement à la surface actuelle de la mer. « Ces déplacements, considérés dans une zone restreinte, peuvent être attribués indifféremment à un mouvement d'ensemble de la côte où à un mouvement *eustatique* de la mer. » Le général de Lamothe constate aussi, à Monastir et aux environs, les accidents sous-marins signalés aux îles Kerkenna : « Si on examine les cartes marines de la région et les documents annexes, on est immédiatement frappé de ce fait que certains traits essentiels de la topographie subaérienne aux environs de Monastir se retrouvent dans la topographie des fonds sous-marins...

» Je citerai notamment la remarquable disposition des hauts fonds au Nord de Monastir; leur direction et leur forme reproduisent presque exactement celles de la presqu'île (2). »

Le général de Lamothe distingue trois phases : la première correspond à un niveau de la mer stationnaire à une cote voisine de 30 à 32 mètres; la seconde phase est marquée par un abaissement de la ligne de rivage à la cote comprise entre 15 et 20 mètres; enfin, un nouveau mouvement négatif a donné au rivage sa position actuelle.

Nos documents topographiques nous fournissent difficilement des exemples de terrasses anciennes auxquels le seul examen du figuré du terrain en courbes puisse permettre d'attribuer d'une manière indubitable, comme origine, un appareil littoral. Pour donner à ce sujet des exemples bien caractéristiques, nous ne pouvons que recourir une fois de plus aux belles publications du Geological Survey des États-Unis. Encore ne s'agit-il pas de rivages marins abandonnés, mais seulement d'anciens contours et d'anciens fonds de grands lacs aujourd'hui relativement très diminués, malgré les énormes dimensions qu'ils conservent.

Le premier exemple est celui que reproduit le **N° 140** *bis*, déjà cité à propos de l'élargissement des vallées par le déplacement des méandres. Le terrain traversé dans cet exemple par la Black River appartient tout entier à une ancienne extension du lac Erie. Il s'étend en nappes régulières d'alluvions, parfaitement unies, dont les courbes

---

(1) PERVINQUIÈRE. — *Note sur les plages soulevées de Monastir et de Sfax.* Cité par PH. THOMAS.

(2) Général DE LAMOTHE. — *Les dépôts pléistocènes de la presqu'île de Monastir.*

montrent bien la continuité. C'est un plateau faiblement incliné vers le lac actuel, et que coupe la vallée de la Black River comme à l'emporte-pièce. Un ressaut, que suit la voie ferrée passant par Avon, témoigne d'un temps d'arrêt dans le retrait du lac ; c'est une ligne d'ancien rivage.

Les exemples suivants appartiennent aux contours du *lac Bonneville,* dont la monographie fait l'objet de tout un volume in-quarto de plus de 400 pages. Cet ancien lac couvrait une vaste superficie, dont le Grand Lac Salé actuel, auquel il s'est graduellement réduit, ne représente guère que la dixième partie. Il mesurait plus de 500 kilomètres du Nord au Sud et 200 kilomètres de l'Est à l'Ouest, dans sa plus grande largeur. Avec une forme très irrégulière, très découpée, il s'étendait à peu près sur la moitié du territoire de l'Utah. Les traces très nettes des rivages, les appareils littoraux très complets, comprenant des plages, des cordons en digues, des terrasses et des deltas, ne laissent aucun doute sur les limites des extensions et sur les niveaux successifs de cette nappe d'eau, à diverses époques de son existence. On y observe deux niveaux principaux, distingués par les noms de Bonneville et de Provo, auxquels s'ajoutent plusieurs autres niveaux accessoires.

Le **N° 235** montre les plages et les cordons littoraux parfaitement réguliers d'une baie donnant sur une des découpures du rivage primitif de l'ancien grand lac. C'est aujourd'hui une vallée à sec, portant le nom de *Snake Valley*, dans la partie Sud, à la limite commune des territoires d'Utah et de Nevada. L'uniformité des pentes, la continuité des courbures des lignes, ne permettent aucun doute sur l'origine de ces mouvements du sol d'alluvions lacustres.

Les **N^{os} 236** et **237** montrent des terrasses superposées, en retrait les unes par rapport aux autres sur les pentes moyennes et douces, et se recouvrant parfois complètement sur les fortes déclivités, qui correspondent aux niveaux successifs auxquels ont donné lieu les temps d'arrêt dans les oscillations du lac, notamment au pied de la chaîne du Wasatch.

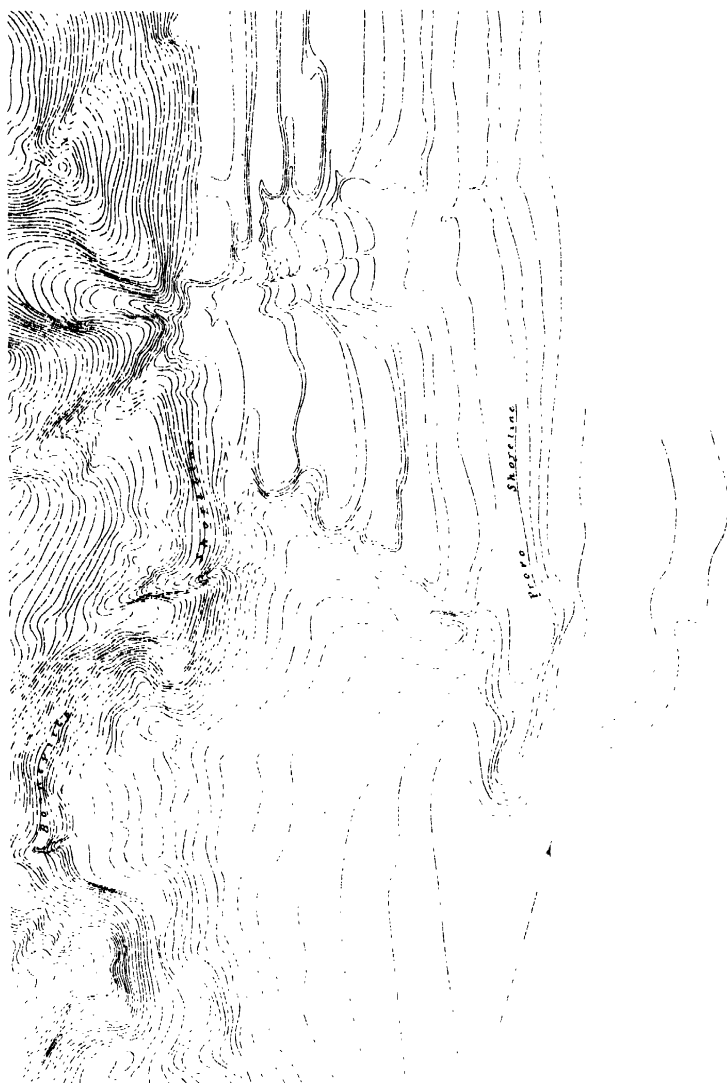
Enfin, le **N° 238** représente, dans la région de la bordure du Wasatch, un peu au Nord de l'exemple **N° 236**, le débouché de la rivière Logan, avec un delta formé par les alluvions de cette rivière déposées à son entrée dans le lac Bonneville.

Les échelles de ces levés varient du 18.000^e au 43.000^e environ, l'équidistance des sections horizontales est de 3 mètres, à peu près, pour les **N^{os} 235** et **237** ; de 7^m,50 pour les **N^{os} 236** et **238**. On peut juger de l'importance des terrasses comme accidents topographiques. Sur le terrain, elles sont très remarquables.

Bien qu'il s'agisse, en l'espèce, d'appareils littoraux lacustres et que le cas soit un peu différent de celui des appareils marins, les définitions topographiques qu'en donne le Geological Survey n'en sont pas moins précieuses et tout à fait typiques, comme représentant ce que peut donner un rivage résultant de l'alluvionnement, mis à sec par un mouvement négatif ou par toute autre cause.

ÉTATS-UNIS

Échelle du 12.500ᵉ

ÉTATS-UNIS

Échelle du 25.000e

ÉTATS-UNIS

Échelle du 18.000e

ÉTATS-UNIS

Échelle du 45.000e

Pour nous résumer, en nous plaçant surtout au point de vue topographique, qui nous intéresse plus particulièrement, l'influence des mouvements positifs sur une côte est surtout marquée pour longtemps dans la topographie de cette côte quand elle est formée de roches très dures et résistantes ; les rivières marines n'ont chance de s'établir que si cette condition est remplie. Si la résistance des promontoires est moindre, ils peuvent être sapés en même temps que les vallées sont submergées ; alors les rias et les fjords y existent beaucoup plus rarement. Dans ce cas, c'est affaire de relation entre les deux vitesses, celle du mouvement positif et celle de l'attaque par la vague. Enfin, si la côte est formée de roches sédimentaires qui se débitent en prismes par les diaclases, le recul de la falaise est démontré par la topographie *tronquée* du terrain qui constitue le haut de cette falaise, par les vallées suspendues, etc...

L'influence des mouvements négatifs est souvent moins marquée, parce que les terrains émergés rentrent immédiatement, au fur et à mesure de leur apparition, dans la loi commune au point de vue des érosions subaériennes. Mais souvent aussi, il peut rester des falaises, des terrasses et des plates-formes côtières, longtemps après le retrait de la mer, suivant les résistances que les roches opposent à l'érosion et suivant l'importance des dépôts de plages. Dans le cas d'oscillations faisant se répéter à tour de rôle les deux mouvements, la topographie est rarement très influencée d'une manière assez nette et assez durable pour que les diverses phases positives et négatives de ces oscillations y soient clairement enregistrées.

Côtes par effondrement. — Pour terminer ces considérations relatives aux appareils littoraux, nous devons encore mentionner les côtes dessinées par des effondrements, telles que la Méditerranée en offre des exemples. Voici ce que dit de Lapparent à ce sujet :

« Cette mer, dans sa forme actuelle, résulte d'une série d'effondrements, qui ont fait tomber au-dessous du niveau de la mer des compartiments plus ou moins étendus de la terre ferme. Bien des fois, la rupture s'est produite suivant des fractures légèrement arquées dont le côté interne s'est affaissé, tandis que le massif resté en place dessine le bord d'une cuvette submergée. C'est ainsi que de Gibraltar à l'extrémité de la Catalogne, la côte d'Espagne se compose de quatre arcs concaves successifs, à faible courbure, qui marquent la limite occidentale des cuves d'effondrement. La même chose a lieu de Naples à l'Etna par la Calabre, et ici mieux encore que dans le cas précédent, tout le bord externe de la cassure est jalonné par des appareils volcaniques. Du reste, partout où règnent de telles structures, si caracté-

ristiques de dislocations violentes et récentes, la fréquence des tremblements de terre démontre à quel point l'équilibre des parties de l'écorce est encore incertaine (1). »

Comme topographie, il en résulte des côtes abruptes avec promontoires quelquefois très proéminents, séparant des baies généralement très profondes jusqu'à la côte, dont le profil se prolonge bien au-dessous du niveau de la mer. Les dimensions de ces baies sont quelconques, et leurs caractères apparaissent plutôt aux échelles géographiques qu'aux grandes échelles, par leur continuité. Mais, à moins de recourir aux renseignements bathimétriques, il est assez difficile de décider si une côte rocheuse plus ou moins découpée doit ses formes à l'attaque de la vague ou à des effondrements d'une partie plus ou moins considérable de la zone côtière.

---

(1) De Lapparent. — *Leçons de Géographie physique.*

APPAREILS VOLCANIQUES

CONSIDÉRATIONS GÉNÉRALES

Théories du Volcanisme. — Dans la première partie de cette étude, nous avons rappelé quelques-unes des raisons qui militent en faveur de l'hypothèse de la continuité de la masse ignée sous la croûte terrestre, ainsi que des objections faites à cette hypothèse.

L'origine commune des matières éruptives et par conséquent la continuité *en principe* semblent très généralement admises, sous la réserve que certaines localisations peuvent s'être produites, que certaines poches de matières fluides peuvent demeurer en communication difficile avec la masse générale, ou même s'en trouver tout à fait séparées. Quoiqu'il en soit, le phénomène qui consiste dans la sortie de matières en fusion par des orifices spéciaux, avec leur épanchement à la surface, constitue le volcanisme.

Diverses théories ont été émises pour expliquer les éruptions volcaniques. Il serait actuellement sans grand intérêt de rappeler les plus anciennes. De Lapparent a résumé les plus récentes dans son *Traité de Géologie :*

La théorie de Sir Robert Mallet, attribuant le volcanisme à un simple effet mécanique. L'enveloppe du globe s'affaissant et le diamètre de la planète diminuant, l'effort qui résulte des pressions et frottements divers développe une température qui peut s'élever jusqu'à dépasser le point de fusion des roches; les matières ainsi liquéfiées, injectées dans les fissures par les mêmes pressions, se font jour à l'extérieur.

A cette théorie, de Lapparent oppose des arguments péremptoires :

« Tout d'abord, l'auteur est impuissant à expliquer la localisation, en certains points déterminés, de cet écrasement qui résulte d'une compression uniformément répandue partout. En effet, puisque M. Mallet rapporte à cette cause l'augmentation de la température avec la profondeur, le fait que cette augmentation est absolument générale et ne comporte, dans sa mesure, que de très faibles variations, atteste que la source qui l'entretient ne peut

être locale. Il y a donc contradiction manifeste entre l'universalité de l'un des phénomènes et la concentration de l'autre.

» Mais admettons pour un instant que cette concentration soit possible. Dans ce cas, les produits rejetés par un volcan, soit à l'état liquide, soit à l'état solide, doivent provenir de la région écrasée immédiatement sous-jacente, puisqu'on n'a plus la ressource de les emprunter au réservoir indéfini de la nappe liquide. Or, ce n'est pas impunément qu'une zone presque linéaire peut perdre, de sa propre matière, des quantités capables d'alimenter des coulées comme celles des volcans d'Islande ou des projections semblables à celles des cratères des îles de la Sonde. Une coulée pareille à celle de 1783, en Islande, une fois expulsée au dehors, doit produire un vide capable d'amener un affaissement de plus de 30 mètres de hauteur sur 1.000 kilomètres carrés de surface. Insignifiant lorsqu'on le répartit sur tout le globe, cet affaissement cesse tout à fait de l'être quand son effet doit se concentrer sur le point où le phénomène volcanique s'est produit. Les lignes d'éruptions devraient donc être, à la longue, le théâtre d'effondrements gigantesques, et pourtant ce n'est pas en général ce qui se produit (1). »

Enfin, autre objection fort importante aussi, de Lapparent insiste sur ce fait que l'écrasement des schistes, des calcaires et des grès ne saurait produire des laves contenant une quantité d'éléments chimiques, chlorures, gaz sulfurés, hydrogène libre, etc..., qui n'y existent pas.

Une autre hypothèse, proposée en 1883 par M. Julien, et qui rattache le volcanisme à l'action hydro-thermale, est aussi réfutée par le même savant. « Selon cette doctrine, les eaux d'infiltration circulant dans les profondeurs s'échauffent, se chargent de vapeurs à haute tension tendant à s'échapper vers le dehors, en même temps qu'elles ramollissent les roches et les entraînent à l'état de laves. »

Daubrée avait imaginé, pour expliquer l'intermittence des éruptions, une élégante expérience. Un récipient était horizontalement divisé en deux compartiments par une dalle de pierre poreuse. Le compartiment du haut contenait de l'eau ; celui du bas, muni d'un manomètre, était chauffé. L'eau passait goutte à goutte à travers la pierre dans le compartiment inférieur où elle se transformait en vapeur. A cet état, elle ne traversait plus la pierre poreuse, et elle faisait peu à peu monter le mercure du manomètre, au fur et à mesure que la tension augmentait, jusqu'à ce qu'une colonne de mercure, représentant la montée de la lave, s'échappat du tube par son extrémité libre. L'application de cette expérience au volcanisme était faite en

(1) DE LAPPARENT. — *Traité de Géologie*, 1906.

considération de cette particularité que les volcans en activité se trouvent le plus souvent auprès des grandes masses d'eau, à travers le fond desquelles des infiltrations sont possibles et même probables. Elle rencontra beaucoup de partisans; mais elle soulevait cependant certaines objections: Si c'est la pression de la vapeur d'eau qui fait monter la lave, on ne s'explique pas que l'ascension de la lave dans les éruptions se produise *après* les abondants dégagements de vapeur d'eau qui en signalent toujours le début. D'autre part, dans certains volcans, même parmi les plus voisins de la mer, comme ceux des îles Sandwich, il n'existe pas de paroxysme explosif, et il n'y a jamais d'abondants dégagements de vapeur d'eau. Puis, ces volcans ont souvent donné des épanchements sous-marins de laves, démontrant que les fissures du fond de la mer servaient plutôt à la sortie des laves qu'à l'entrée de la vapeur d'eau.

Enfin, si très fréquemment les volcans en activité sont voisins de la mer, ce n'est pas une condition absolue de leur existence. Il y a dans les Andes des volcans à plus de 200 kilomètres du rivage; l'Ararat est à 300 kilomètres; certains volcans d'Afrique en sont encore plus éloignés et les volcans du Thibet sont à 1.500 kilomètres du golfe du Bengale (1).

M. de Launay, discutant la théorie de la refusion des roches, fait remarquer qu'une circonstance donne à cette théorie beaucoup de vraisemblance; c'est que les épanchements volcaniques ont une tendance marquée à se localiser près des fractures qui résultent des effondrements de compartiments de l'écorce terrestre, notamment près des fractures périphériques. Les roches refondues seraient des roches très profondes, empruntées aux masses cristallines. Il a été observé en effet « qu'il suffit de refondre un granite pour obtenir la vapeur d'eau caractéristique du volcanisme et tous les éléments gazeux qui l'accompagnent sous la forme de fumerolles (2) ». Dès lors, comme dans la théorie de M. Robert Mallet, la remontée des roches fondues dans les fractures voisines serait l'effet d'une simple pression hydrostatique. « La Terre ayant une superficie de 510 millions de kilomètres carrés, dit de Lapparent, une compression qui réduirait de un millimètre seulement le rayon de la nappe interne ferait sortir au dehors une masse suffisante pour alimenter cinq cent dix éruptions volcaniques, dont chacune vomirait un kilomètre cube de lave. Or, des coulées représentant un tiers de kilomètre cube sont tout à fait exceptionnelles. L'activité déployée par les volcans depuis les temps historiques n'a donc pas eu besoin de se

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(2) De Launay. — *La Science géologique*.

traduire à la surface du globe par une diminution tant soit peu appréciable du rayon (1). »

En ce qui concerne les infiltrations possibles d'eaux marines, sans attribuer à cette cause une action prépondérante, M. de Launay estime qu'elle peut jouer un rôle dans les phénomènes observés : « Les sels de l'eau de mer sont ceux-là mêmes que l'on retrouve dans les fumerolles; ils peuvent leur fournir le chlore, le soufre et le carbone (ce dernier corps, il est vrai, en bien faible quantité) et l'on peut même imaginer que l'eau de mer apporte les alcalis jusqu'à une scorie fondue, qui serait surtout ferro-magnésienne. Une telle théorie a l'avantage d'expliquer la permanence des volcans, qui pendant des siècles restent en éruption et continuent à dégager des torrents d'eau, difficilement empruntables à une réserve interne limitée (2). »

M. Haug, comme M. Suess, partage l'opinion favorable à l'ascension des laves par le fait de la pression hydrostatique : « L'intrusion du magma fondu entre les strates des terrains sédimentaires et la formation des laccolithes concordent beaucoup mieux avec la notion d'une matière fluide s'élevant sous l'action de la pression d'un voussoir voisin qu'avec l'hypothèse d'une ascension causée par la force d'expansion des gaz (3). » Mais cette force d'expansion n'en a pas moins sa place dans le phénomène volcanique.

« L'explosion des gaz explique fort bien à la fois le caractère paroxysmal des éruptions, avec leurs projections violentes et leurs coulées qui vident complètement les cratères, et l'échappement rythmé des gaz par la cheminée ou par les fissures des volcans, sous la forme de fumerolles, pendant les périodes de repos (3). »

La projection des vapeurs, des gaz et des laves est variable suivant les volcans; la composition des laves varie aussi. « Partout la fusibilité des laves se montre en raison inverse de leur teneur en silice (4). » Moins les laves sont fusibles, plus les éruptions s'accompagnent d'explosions violentes. Les volcans actifs forment une série absolument continue, depuis ceux chez lesquels l'émission tranquille de la lave la plus fusible domine tellement que le phénomène gazeux devient presque négligeable, jusqu'aux appareils dont l'activité ne s'est jamais traduite que par de violentes explosions, sans accompagnement de coulées d'une lave extrêmement peu fusible, ou très visqueuse (4).

---

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(2) De Launay. — *La Science géologique.*

(3) Haug. — *Traité de Géologie.*

(4) De Lapparent. — *Le Volcanisme. Annales de Géographie*, 1907, n° 86.

Le terme le plus tranquille de la série paraît être représenté par le volcan des îles Sandwich, où la lave basaltique, extrêmement liquide, s'étend en lac, sans explosions. Le terme opposé est figuré par les volcans des Andes et de Java, remarquables par l'intensité de leurs explosions, et dont les cônes sont constitués par des débris projetés sans coulées, appartenant à des matières très difficilement fusibles.

Entre ces deux termes extrêmes, toutes les variétés se rencontrent. Le Vésuve et l'Etna peuvent être classés à peu près dans les conditions moyennes.

Mais, selon M. Lacroix, la composition chimique du magma fondu n'est pas la seule cause qui exerce une action sur le dynamisme de l'éruption, en ce sens que le même magma n'a pas toujours le même état de fluidité ou de viscosité et que c'est surtout l'état physique au moment de l'éruption qu'il faut considérer. L'étude de l'éruption du Vésuve en 1906 a permis de le constater. Cette éruption a présenté, en effet, divers modes d'activité. Les précédentes éruptions du même volcan ont été, d'ailleurs, tantôt explosives sans épanchement de laves, tantôt explosives avec épanchement. Les volcans de la chaîne des puys d'Auvergne ont offert autrefois ces deux modes d'activité. Si on y ajoute, comme cela s'est produit au Vésuve, les avalanches sèches, éboulements de talus de matières solides projetées, ainsi que les coulées boueuses, on voit que le phénomène se complique beaucoup, et l'on conçoit que ses effets puissent être difficiles à démêler dans la topographie des volcans anciens (2).

Les différences dans la composition des matières rejetées prouvent que si la nappe fondue à laquelle puisent les volcans est continue, cette nappe n'est pas homogène, et que si elle forme près de la surface des poches communiquant plus ou moins parfaitement entre elles, les matières contenues dans ces poches n'ont pas toujours ni partout la même composition. Ceci tendrait à démontrer que la nature des roches encaissantes, ainsi que la profondeur à laquelle sont puisées les matières liquides, interviennent dans les variétés de magma, et que par conséquent la *refusion* a une part dans la composition locale des laves. Sur ce sujet, aux quelques citations que nous avons faites dans la première partie de notre travail (3), nous ajouterons les suivantes :

---

(1) De Lapparent. — *Le Volcanisme. Annales de Géographie*, 1903, n° 66.

(2) Ph. Glangeaud. — *L'éruption du Vésuve en avril* 1906. *Annales de Géographie*, 1907, n° 88. — *Passim*.

(3) Voir pages 9 à 11.

« Il est un fait qui ressort de plus en plus de toutes les recherches modernes sur la composition chimique des roches éruptives, c'est l'étroite affinité qui existe entre les roches d'épanchement et les roches de profondeur constituées par les mêmes éléments minéralogiques essentiels. Ces roches, qui appartiennent à une même famille, n'offrent entre elles que des différences de structure ; l'identité de leur composition chimique est souvent telle que l'on doit admettre une communauté d'origine (1). »

« Si le réservoir interne est commun à tous les volcans, les parties de ce réservoir qui s'élèvent dans les sillons et de là dans les fentes sont de plus en plus séparées les unes des autres à mesure qu'elles montent plus haut. En outre, elles peuvent fort bien, depuis longtemps, avoir constitué dans l'épaisseur de la croûte des réservoirs ou *laccolithes* de grande étendue, ou les matières enfermées sont capables de subir une élaboration progressive qui imprime aux éruptions une allure déterminée. Telle serait la raison de l'indépendance des foyers volcaniques distincts. Ces foyers s'alimentent bien tous à la même masse, dont la composition peut varier d'un point à un autre et surtout en raison de la profondeur, les couches y étant superposées par ordre de densité. D'ailleurs, rien ne doit être plus irrégulier que le parcours des fentes qui arrivent jusqu'à la surface, et dans chacune desquelles la lave doit circuler pendant bien des milliers de mètres avant de s'échapper au dehors, attaquant et refondant plus ou moins les roches des parois. Aussi plusieurs volcans très voisins se montreront-ils souvent indépendants les uns des autres, tant sous le rapport des produits rejetés que sous celui des périodes de paroxysme (2). »

Caractères des roches éruptives. — Nous avons exposé en quelques mots la composition des roches éruptives et leurs rapports directs avec les roches cristallines (3). Sans entrer dans l'examen des caractères minéralogiques, qui n'ont pas d'influence sur les formes plastiques des masses, nous ajouterons quelques considérations pouvant présenter de l'intérêt au point de vue qui nous occupe :

Les roches éruptives épanchées en nappes à l'extérieur peuvent rester massives ; elles peuvent aussi se démembrer naturellement. Il y a alors *disjonction*. Lorsque la séparation ne se réalise pas spontanément, le phénomène est moins marqué et il y a seulement *divisibilité*, c'est-à-dire ten-

(1) Haug. — *Traité de Géologie*.

(2) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(3) Voir page 11.

dance à une séparation par surfaces suivant certains sens à l'exclusion de tous autres (1).

La division de la roche dans un seul sens peut s'effectuer en bancs plus ou moins épais. La division dans plusieurs sens donne lieu à des découpages en prismes et en colonnes « le plus souvent à 4 ou 6 côtés, ou grossièrement arrondies, d'une épaisseur variant de quelques centimètres à un mètre. Ce mode de disjonction est surtout réalisé par les basaltes (orgues de Murat, Saint-Flour), mais d'autres roches le présentent aussi. La célèbre colonnade des orgues de Bort est formée par de la phonolite (1) ».

Il a été constaté que la division en colonnes est habituellement causée par un refroidissement brusque, tel que celui qui se produit si la lave liquide arrive au contact d'une masse d'eau. On n'observe, en effet, les prismes et les colonnes qu'à la base des coulées et surtout quand elles ont débouché sur la mer ou sur un lac, tandis que la partie qui surmonte les colonnes est compacte et la surface de la coulée celluleuse et scoriacée (2). M. Suess a fait observer que sur les rivages (île de Kerguelen) les nappes de lave se découpent en gradins séparés par des escarpements verticaux, comme de grandes marches d'escalier. Les escarpements verticaux représentent évidemment une démolition suivant les plans de retrait.

Il y a aussi des disjonctions d'autres formes, selon la façon dont se recoupent les directions de retrait ou de clivage; la disjonction peut s'opérer aussi par surfaces superposées autour des noyaux ; alors la roche se débite en boules, etc...

« On considère généralement la disjonction des roches éruptives comme due à la contraction des masses consolidées aux dépens d'une matière fondue et continuant à se refroidir... La disjonction des roches éruptives est souvent en relation manifeste avec le mode d'apparition de la roche considérée.

» Ainsi, on constate la disjonction en plaquettes parallèles à la surface externe des pitons de phonolite. Les écailles de pierre se recouvrent comme les écailles de la partie supérieure d'un oignon ; d'autre part, elles forment des cloches ou des cônes emboîtés l'un dans l'autre et ayant toujours la pointe en bas, jamais en haut.

» Très souvent, les colonnes de pierre sont manifestement normales à la surface de refroidissement de la roche voisine; dans les filons, normales aux salbandes (et par conséquent horizontales dans les filons verticaux); normales au sous-sol dans les couches en forme de nappe. C'est l'analogue

(1) RINNE, trad. PERVINQUIÈRE. — *Étude pratique des roches.*

(2) DE LAPPARENT. — *Traité de Géologie.*

du fendillement bien connu, en prismes perpendiculaires à la surface de refroidissement, des blocs de coke qu'on retire d'un poêle. Dans les montagnes basaltiques en forme de cône, les prismes sont parfois ordonnés d'une manière analogue en une seule meule ou gerbe gigantesque (1). »

Quant à la contexture des éléments de la masse, le type des roches d'épanchement est, rappelons-le, la structure fluidale, où l'on voit des cristaux plus ou moins entiers, plus ou moins bien conservés, noyés dans une pâte et orientés dans le sens de l'écoulement de cette pâte lorsqu'elle était à l'état liquide ou visqueux.

Les trachytes donnent des filons et des coulées. Leurs laves sont peu fusibles et par conséquent très visqueuses. « Elles ne s'étendent pas au loin, mais forment des bosses, des dômes; parfois même l'éruption se réduit à la formation d'une large intumescence (1). »

Les andésites se présentent aussi en filons et plus rarement en coulées. « Les laves andésitiques, très peu fusibles et très visqueuses, opposent une résistance considérable au dégagement des gaz et des vapeurs. Par suite de cette viscosité, les laves ne s'écoulent souvent que très peu. » Elles s'accumulent dans le cratère et dans la cheminée du volcan, qu'elles obstruent. Il arrive alors qu'elles se prennent en un culot poussé de bas en haut, qui quelquefois surgit en forme de pic. Les éruptions sont violentes, avec explosions.

« Les basaltes se présentent en dykes, filons, masses intrusives, mais surtout en coulées ou en nappes souvent d'une grande puissance. Grâce à leur fluidité, les laves basaltiques ont pu s'étendre parfois jusqu'à 20 kilomètres du cratère. Elles affectent fréquemment une structure columnaire typique; les prismes, droits ou courbes, sont toujours normaux à la surface de refroidissement (1). »

Ainsi, suivant l'espèce des laves émises, suivant leur teneur en silice, puisqu'elles sont d'autant plus visqueuses que la proportion de silice qu'elles contiennent est plus grande, elles se répandent d'autant moins loin qu'elles sont moins liquides, et influent par conséquent à moins grande distance autour du cratère sur les formes du terrain. Suivant l'espèce des laves également, suivant leur tendance plus ou moins prononcée à la disjonction, les coulées solidifiées se taillent plus ou moins bien, par les érosions, de façon à présenter sur leurs flancs, c'est-à-dire sur leurs tranches, des profils abrupts. Nous reviendrons un peu plus loin sur ces conditions topographiques des coulées.

---

(1) RINNE, trad. PERVINQUIÈRE. — *Etude pratique des roches.*

Répartition des Volcans. — Les géologues ont de tout temps cherché à définir la loi qui préside à la distribution des volcans. Cette distribution intéresse, en effet, autant la géologie que la géographie physique, car elle peut éclairer la question si controversée de l'origine et des causes du volcanisme, sur laquelle on est à peine d'accord aujourd'hui, ainsi que nous venons de le voir.

En premier lieu, il faut reconnaître qu'on trouve des volcans soit en activité, soit éteints, sous toutes les latitudes; « si donc la distribution n'en est pas uniforme, du moins elle n'est pas localisée dans une partie déterminée du globe (1) ». Il existe, ou il a existé des volcans un peu partout; les manifestations éruptives, les épanchements de magmas à la surface, qu'on rencontre dans tous les pays et dans toutes les formations géologiques, en témoignent. Cependant, il y a des régions spéciales où l'activité volcanique est ou a été particulièrement remarquable, et dans ces régions, on constate que la disposition des volcans se rapporte, avons-nous dit, aux grandes lignes de cassure et d'effondrement de l'écorce terrestre.

« Tout le monde sait que l'immense majorité des manifestations volcaniques actuelles se répartit en deux grandes traînées. L'une de ces traînées longe le rivage oriental de l'Asie et le rivage occidental de l'Amérique; l'autre coïncide avec la dépression méditerranéenne. En dehors de ces deux bandes, tout ce qui existe en fait de volcans actifs peut être considéré comme négligeable (2). »

La coïncidence entre les groupements volcaniques et les lignes de dislocation est très évidente. En effet, le grand cercle approximatif tangent aux cercles polaires que dessine le contour du Pacifique est la ligne de dislocation la mieux caractérisée et la plus continue qui existe, avec son parcours marqué tant par ses chaînes montagneuses que par ses profondes fosses maritimes. Une autre ligne de dislocation, celle de l'axe de l'Atlantique, est aussi jalonnée par des volcans; ceux du Nord de l'Océan, de l'Islande, ceux des Açores, des Canaries et du Cap Vert, etc. « Cette chaîne éruptive vient se souder par les Shetland et les Sandwich au Sud à celle du Pacifique (1). » Les volcans de l'Océan Indien, avec ceux de Madagascar, et en y rattachant les anciens volcans du centre de l'Afrique, forment un autre système qui se rapporte à la dépression indienne. « Enfin, le caractère volcanique de la grande dépression intercontinentale n'est pas moins accusé. Il suffit pour le prouver de citer les volcans des Antilles, les cratères éteints de la pointe Sud-

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(2) De Lapparent. — *Le Volcanisme. Annales de Géographie*, 1903. **N° 66.**

Est de l'Espagne à l'Auvergne, bordant le littoral méditerranéen, les volcans de l'Italie et de l'archipel grec, ceux du Caucase, de l'Arménie, et les orifices en repos du golfe Persique ; puis, entre le corps de l'Asie et son prolongement méridional australien, les volcans éteints d'Indo-Chine, venant se souder, par Sumatra, à la ceinture éruptive du Pacifique. Ajoutons que par leur position dans la zone tropicale, les volcans des îles Sandwich et ceux des Galapagos peuvent à bon droit être rattachés à la dépression intercontinentale. La même conclusion s'appliquerait aussi aux Canaries et aux Açores, qui marquent l'entrée de la Méditerranée et aussi celle de la plaine saharienne (1). »

Ce qui ressort de ce groupement des volcans, c'est qu'on peut le considérer à volonté comme s'effectuant de diverses manières. Tantôt les volcans jalonnent des rivages, comme sur le pourtour du Pacifique ; tantôt ils s'alignent à peu près sur un axe, comme celui de l'Atlantique ; tantôt ils sont répartis aux environs et dans le milieu même d'un géosynclinal, considéré comme en voie de descente ; tels sont ceux de la Méditerranée. On les comprend suivant les besoins de la discussion et suivant le point de vue, tantôt dans un alignement, tantôt dans un autre, lorsqu'ils peuvent à peu près se présenter à la rencontre de deux ou plusieurs alignements envisagés. Il n'est pas étonnant qu'il en soit ainsi, parce que le seul fait positif, c'est que les volcans se rencontrent sur les lignes de dislocation, et particulièrement *sur le flanc le plus incliné* des grandes rides générales. Or, les tentatives faites pour rattacher ces lignes de dislocation à un système quelconque, plus ou moins géométrique, tétraédrique ou autre, sont jusqu'à présent couronnées d'assez peu de succès, comme nous l'avons constaté (2). La loi qui régit la répartition des volcans, si toutefois il existe une loi, est donc pour l'instant aussi inconnue que celle qui régit les lignes de dislocation elles-mêmes, puisque le volcanisme ne paraît être qu'une *manifestation complémentaire* de la dislocation.

Mais, si les volcans s'établissent sur les lignes de dislocation, il en résulte que quand plusieurs volcans sont voisins les uns des autres il y a des chances pour qu'ils jalonnent la même ligne, et pour que le tracé de cette ligne soit ainsi reconnaissable, à moins qu'elle ne soit très sinueuse.

Par conséquent, si nous abandonnons le domaine de la géographie générale pour considérer plus particulièrement la structure d'une région volcanique, nous devons y rencontrer des alignements de cratères ou tout au

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

(2) Voir page 514.

moins des tendances à l'alignement. Et de fait : le Vésuve, les îles Lipari et l'Etna sont sur une même ligne droite à peu près méridienne ; le Stromboli, il est vrai, se tient un peu en dehors de l'alignement. Les volcans du Mexique et du Chili suivent des directions rectilignes qui s'étendent sur 1.000 et 1.500 kilomètres. Les volcans des Andes, dans la région de Quito, se groupent sur deux lignes parallèles à peu près méridiennes ; les volcans de Java dessinent très nettement l'axe de l'île, etc. (1). M. Haug (2) donne, d'après Helland, la figure de la succession des cratères du Laki, en Islande, lesquels au nombre de plus de quarante, forment une ligne droite de 24 kilomètres de longueur. Les volcans de la chaîne des monts Dômes se groupent aussi sur une ligne méridienne bien franche (**N° 251**) et l'ensemble des volcans du massif central de la France se partage en deux lignes dont nous étudierons tout à l'heure le détail. Les volcans du Kamtchatka en décrivent trois. Enfin la ligne volcanique de l'Afrique centrale se poursuit sur 1.800 kilomètres (3).

Ce qui est vrai pour une série de volcans l'est aussi pour un volcan pris isolément : ses cratères adventifs s'alignent le long des fissures. D'ailleurs, toute cheminée volcanique paraît représenter l'intersection de deux ou plusieurs fissures conjuguées qui sont des accidents de détail, conséquences d'une même dislocation suivant une direction principale.

« Pour les *groupes de volcans*, un examen attentif permet généralement d'y reconnaître le croisement de plusieurs directions distinctes.

» Pour un volcan déterminé, le fait dominant de chaque éruption est, en général, l'ouverture d'une ligne de crevasses sur laquelle la projection des matériaux fait naître un certain nombre de cratères adventifs bien alignés. N'est-il pas permis d'en conclure que les grandes lignes d'affaissement du globe, coïncidant en général avec le bord escarpé des dépressions océaniques, nous offrent, sur une échelle incomparablement plus grande, la reproduction des mêmes phénomènes ? Et comme la fente caractéristique d'une éruption est moins une crevasse unique qu'une zone fissurée, de même les grands alignements volcaniques sont marqués par des fentes multiples, dont l'ensemble accuse la moindre résistance de la croûte sur leur parcours. Sur chacune de ces fentes, les cônes volcaniques se succèdent à la manière des cratères adventifs de l'Etna, mais avec des dimensions en rapport avec la grandeur d'un phénomène devenu tout à fait général.

---

(1) Voir Suess. — *La Face de la Terre*, tome II, p. 268, Carte de l'alignement des volcans de Java.

(2) Haug. — *Traité de Géologie*, tome I, p. 314.

(3) De Lapparent. — *Traité de Géologie*

» Cela ne veut pas dire que les fentes où s'alignent les volcans soient des fissures béantes, traversant toute l'écorce. Ces fentes peuvent très bien (et c'est même le cas général) ne pas arriver jusqu'à la surface, ce qui n'empêche pas les gaz et avec eux la lave entraînée de trouver une issue quelconque (1). »

CARACTÈRES TOPOGRAPHIQUES DES VOLCANS

Nous ne possédons pas encore de topographie précise, à grande échelle, des volcans du massif central de la France. Nous serons donc obligé de combler cette lacune, pour le détail des formes, en empruntant quelques spécimens de volcans à la topographie étrangère, et nous nous contenterons pour les anciens volcans du massif central de ce que peuvent nous donner la carte au 80.000e et les minutes des anciens levés. La topographie des appareils volcaniques est, du reste, assez simple; elle ne comporte guère de discussion qui doive, de toute nécessité, s'appuyer sur des documents précis.

Tout d'abord, c'est une topographie superposée aux formes normales du terrain devenu le théâtre des événements volcaniques, puisqu'il s'agit de projections de matières par des orifices, et d'écoulement de laves plus ou moins fluides s'échappant de ces orifices. Par la suite, et surtout si l'activité volcanique se ralentit, puis disparaît tout à fait, les matières rejetées à l'extérieur et masquant en partie les anciennes formes du terrain subissent la loi commune; elles sont modelées au fur et à mesure de leur dépôt par le même travail d'érosion et d'alluvionnement que toute autre portion du sol. Ainsi les formes spéciales aux appareils volcaniques s'atténuent à la longue et finissent par s'effacer.

Cônes et cratères. — Tout volcan se compose essentiellement d'un conduit qu'on appelle la *cheminée,* par lequel a lieu en principe la sortie des matières rejetées. Nous avons dit que cette cheminée est une fissure, ou plutôt une intersection de deux ou plusieurs fissures. C'est du moins ce que semblent démontrer les phénomènes observés pendant les éruptions, puisque

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

l'alignement général auquel appartient un volcan considéré n'est pas le seul qui se manifeste dans l'ouverture des orifices éventuels par lesquels la lave s'échappe à chaque éruption. Ch. Sainte-Claire-Deville avait donné le nom de *plan éruptif* à l'alignement *spécial* que présentent les ouvertures, cratère principal et cratères adventifs d'un même volcan, mises en activité au cours d'une éruption. La même éruption peut permettre, d'ailleurs, de constater l'existence de plusieurs plans éruptifs. La direction du plan ou des plans éruptifs peut aussi changer d'une éruption à la suivante ; mais d'ordinaire lorsque l'écoulement se fait par les ouvertures correspondant à un plan déterminé, on remarque que les fissures d'autres plans ont une tendance à se rouvrir et laissent au moins échapper des vapeurs.

Cônes. — L'existence de la cheminée suffit à déterminer et à caractériser le volcan ; sa forme n'est que la conséquence naturelle de l'émission des matières au dehors. Mais les particularités que présentent ces matières, leur consistance, leur mode de projection ou d'épanchement, introduisent naturellement des différences dans les dispositions extérieures qui en résultent. Les produits gazeux n'interviennent dans la forme d'un volcan que sous le rapport de la distance à laquelle ils peuvent porter les matières projetées. Les produits liquides, plus ou moins visqueux, se répandent dès qu'ils dépassent l'orifice et s'écoulent sur le sol, à une distance et avec une vitesse qui dépendent de leur état et des pentes qu'ils rencontrent. Enfin, les produits solides de toutes dimensions, fragments de roches, etc..., sont projetés tout autour de l'orifice, à des distances plus ou moins grandes ; mais ils s'accumulent surtout dans le voisinage immédiat de cet orifice. Ils s'espacent et diminuent de volume en s'éloignant de la cheminée.

A moins de circonstances particulières, ces dépôts et ces épanchements s'opèrent à peu près régulièrement, et, par suite, ils prennent une forme circulaire, puis conique, ou tronc-conique, laissant un vide au centre, à l'orifice de la cheminée. La raideur des pentes de ce cône dépend de la proportion entre les fragments projetés à l'état solide, qui s'établissent en talus d'éboulement, et les laves, dont le talus est d'autant moins raide qu'elles sont moins visqueuses.

Il existe peu de volcans uniquement constitués par des coulées de lave ; on en rencontre cependant. Ainsi, certains volcans d'Islande et des îles Sandwich. « Les *cônes de lave*, si tant est que cette dénomination puisse convenir à des montagnes aussi plates, ont une pente moyenne de 6 à 8 degrés, capable de s'abaisser jusqu'à 3 (1). »

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

Les matériaux solides retombés autour de l'orifice forment le *cône de débris*. « Leur enchevêtrement donne naissance à des masses plus ou moins instables, dont la pente est comprise entre 35 et 45 degrés. Les cônes de débris offrent une stratification assez grossière, résultant de ce que les chutes de blocs alternent ordinairement avec celles de matériaux plus fins (1). »

Les débris stratifiés qui occupent le voisinage de la surface du cône restent à l'état meuble; mais il n'en est pas toujours de même pour les débris situés en profondeur. Tassés par les couches plus récentes qui les recouvrent, en partie soudés par la pression, la vapeur, l'eau, les émanations chimiques, et très souvent aussi injectés de lave à travers leurs interstices, ils constituent un ensemble solide. La cheminée, qui se prolonge et s'élève en même temps que cette montagne conique, est taillée à pic dans la masse; mais généralement, elle n'aboutit pas à un sommet de cône en pointe; le sommet est tronqué, offrant tout autour une contre-pente vers l'intérieur, en forme d'entonnoir, et la cheminée s'ouvre au fond de cet entonnoir.

Les matières projetées, en admettant qu'elles soient lancées verticalement, ne retombent pas exactement dans la cheminée, mais se répartissent à une certaine distance autour de l'orifice, ne fût-ce que par l'action du vent. Elles forment donc un bourrelet, qui s'élève en prenant vers l'intérieur un talus à la pente naturelle des matériaux, c'est-à-dire à la même inclinaison, en principe, que les flancs extérieurs de la montagne.

« Il y a aussi des *cônes de tufs*, ou plutôt des nappes coniques de tufs, qui se forment par la consolidation des matières boueuses. Tantôt ce sont des mélanges de pierres et de débris, qui ont fait irruption avec des torrents d'eau chaude; tantôt ce sont des cendres, dont la chute a été accompagnée de pluies abondantes et de dégagements de vapeur d'eau. Les matériaux y sont déposés en couches dont l'inclinaison se tient entre 15 et 30 degrés (1). »

Lorsque les éruptions successives d'un volcan comportent, dans leur ensemble, des projections de matières solides, des coulées de laves, des pluies de cendres, des avalanches, des émissions boueuses, etc..., il s'établit un cône mixte. C'est le cas le plus général. Les laves s'étendent d'ordinaire le plus loin et conservent les pentes les moins fortes, en rapport avec leur degré de viscosité; souvent elles ne partent pas de la cheminée principale, mais plutôt de cratères adventifs qui s'ouvrent sur les flancs. Les tufs et les boues se répandent plus ou moins loin, avec des pentes assez faibles. Enfin, les débris solides restent plus facilement dans la partie cen-

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

trale, au sommet du cône, avec des talus d'équilibre plus accentués. Il en résulte que la pente augmente de bas en haut et que la génératrice du cône total n'est pas une ligne droite, mais bien une courbe concave vers le ciel. Comme conséquence, topographiquement, le cône volcanique dessine des courbes de niveau concentriques, schématiquement circulaires, et graduellement écartées les unes des autres, en allant du centre à la circonférence.

Les dimensions des cônes volcaniques sont extrêmement variables, depuis les petits cônes adventifs jusqu'aux plus grands appareils, comme ce volcan du Kamtchatka « dont la cime atteint presque 5.000 mètres, tandis que sa base n'a pas moins de 330 kilomètres de circuit (1) ». D'autres sommets de volcans possèdent des altitudes encore plus grandes, mais en partant d'un soubassement déjà très élevé au-dessus du niveau de la mer. Le cône du Fouzy-Yama, au Japon, part du bord de la mer pour atteindre d'un seul jet près de 3.800 mètres.

Les cônes sont souvent démolis à leur partie supérieure lors des éruptions, car leur portion la moins solide est toujours l'extrémité, d'abord parce que l'épaisseur y est moindre, ensuite parce que les matériaux qui s'y trouvent sont les moins anciens et les moins agglomérés. Il en résulte que la cote d'altitude du sommet d'un volcan est assez variable, sans même qu'on puisse lui assigner une limite inférieure. Ainsi, depuis 1749, qui marque un minimum dans les hauteurs observées du Vésuve, la cote du sommet du cône a varié de 1.014 mètres à 1.296, maximum atteint en 1867. Elle était de 1.250 (1), au commencement de 1906.

Cratères. — Le cratère principal, extrémité de la cheminée, occupe généralement le sommet du cône où il se creuse en entonnoir, conséquence du mode même de formation du cône. Cependant, il arrive quelquefois, le Stromboli en est un exemple, que le cratère principal s'ouvre sur le flanc de la montagne, à quelque distance en contre-bas du sommet, comme un cratère adventif.

« Parmi les grands cratères des volcans actifs, dit de Lapparent, on doit mentionner celui du Pichincha, auquel Humboldt attribue 1.600 mètres de diamètre avec une profondeur de 488 mètres.

» Le cratère du Vulcano, dans les îles Lipari, a 550 mètres de diamètre au sommet et 180 mètres au fond. Ses parois, qui atteignent tantôt 120, tantôt 180 mètres de hauteur, sont verticales près de la base et plus haut affectées d'un plongement de 45°. Il est presque entièrement composé de

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

débris, souvent bien stratifiés et à double pente. Enfin, ce cratère n'occupe pas exactement le sommet de la montagne.

» Le cratère du Vésuve s'ouvre au sommet du cône de cendre et de débris que forme le volcan actif et dont la pente extérieure est d'environ 33 degrés. Son ouverture, assez exactement circulaire, avait, antérieurement à 1865, 700 mètres de diamètre. Les parois étaient constituées, sur les trois quarts de la circonférence, par des falaises verticales ouvertes dans le cône de cendres... L'ouverture très variable de la cheminée, constamment modifiée par les éruptions, est tantôt un cône en relief, tantôt un entonnoir (1). »

Les différences entre les chiffres annoncés à diverses époques (2) peuvent, au moins en partie, provenir des changements qui se manifestent après chaque éruption importante dans les formes et les dimensions des cratères et des cônes. Les vicissitudes éprouvées par le Vésuve, racontées en détail par de Lapparent, donnent un excellent exemple du peu de stabilité de ces formes :

« Rien n'est plus variable que la forme des cratères de débris; celui du Vésuve se modifie à chaque éruption. Tantôt le cône terminal est tout à fait régulier, tantôt il est découpé par des brèches en pyramides distinctes. Quelquefois le cratère est simple et percé au fond de trous où bouillonne la lave; d'autres fois, il sert simplement d'enceinte à un cône puissant qui s'emboîte dans le premier et le dépasse en hauteur, comme en 1867. A cette époque, il n'existait pour ainsi dire plus de cavité cratériforme. Elle s'était reconstituée depuis, à la suite des projections violentes de 1872. A ce moment, le cratère du Vésuve formait un abîme de 250 mètres de diamètre, avec autant de profondeur. Cet abîme se combla peu à peu pendant la phase strombolienne du volcan. En septembre 1878, le cratère n'avait plus que 90 mètres de profondeur et à la fin de 1880 il était entièrement rempli. C'est alors que la lave se déversait par le bord, du côté de Pompei.

» A la fin de 1881, le cône d'éruption dépassait notablement le bord de l'ancien cratère, et un autre, plus petit, s'élevait sur sa cime. Il y avait ainsi trois cônes emboîtés l'un dans l'autre, circonstance qui, d'ailleurs, s'était déjà produite en diverses occasions, notamment en 1756. Mais en décembre 1881 la cavité se reconstituait, et en janvier 1882 on pouvait distinguer un cratère de quelques dizaines de mètres de profondeur. C'est alors que la reprise de l'activité strombolienne amena de nouveau le comblement de la cavité : En novembre 1883, le bord de l'ancien cratère était à peine

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.

(2) Voir Huot. — *Cours de Géologie*, 1839.

discernable et un cône d'éruption le dominait de 60 mètres, rejetant par sa cime du gaz et des morceaux de lave incandescente. Depuis lors, le sommet du Vésuve n'a cessé de traverser des vicissitudes du même genre (1). »

Les éruptions de laves de 1903, 1904 et surtout celle de 1906, en démolissant une grande partie du cône, ont totalement changé la physionomie du volcan. Il ne reprendra sa silhouette classique qu'après de nouvelles phases stromboliennes.

Il est très rare que les formes des cratères affectent une régularité théorique. Presque toujours, ils sont rompus, profondément ébréchés d'un côté ou d'un autre, par suite de l'épanchement de la lave à travers leur paroi; surtout lorsque les cônes sont formés par des débris. Mais les cratères de lave sont plus solides; ils résistent mieux à la pression des coulées, qui alors se déversent par-dessus leur bord. D'une façon générale, les cônes les plus aigus et par conséquent les cratères les plus étroits, et en même temps les moins solides, sont ceux exclusivement composés de poussières volcaniques.

Autour des cratères actuels de certains volcans, on retrouve souvent, plus ou moins bien conservés, les bords de cratères plus anciens et beaucoup plus vastes, formant une muraille circulaire, abrupte vers l'intérieur, en pente vers l'extérieur et composés de couches stratifiées de tufs et de laves. « La Somma est un semblable mur, conservé seulement en partie autour du Vésuve. Entre eux deux s'étend un espace uni, qui est le fond de l'ancien cratère détruit, *l'Atrio del Cavallo*. C'est ainsi que le cône du pic de Ténériffe est entouré d'un plateau et celui-ci d'un cirque (paroi abrupte du volcan détruit) (2). » Cette disposition, caractérisée par l'abrupt vers l'intérieur, s'observe dans beaucoup de volcans, avec des proportions très variables. Ainsi, le sommet du volcan d'Assama (Japon) présente un amphithéâtre de rochers à pic, où des restes d'anciennes coulées de laves figurent comme des plis de draperies suspendues. Le cratère actuel s'ouvre au sommet d'un cône situé au centre de cet amphithéâtre. Dans certains volcans, le cône central, en se développant, finit par rejoindre le bord de l'ancien cratère, qui se trouve entièrement comblé et peut disparaître tout à fait, ou n'être plus signalé que par une rupture de pente ou un méplat, figurant une bordure annulaire, qui coupe généralement le cône dans une direction oblique par rapport à sa base.

Le **N° 239** donne, en courbes de niveau à l'équidistance de 25 mètres, la topographie du Vésuve en 1900. C'est une réduction au 40.000e des courbes qui figurent sur le

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie*, 1906.
(2) Credner. — *Traité de Géologie*, 1879.

levé à l'échelle du 25.000e du volcan et de ses environs, exécuté à cette époque sous la direction de l'Institut Géographique militaire italien. On voit très nettement sur les parties Nord et Nord-Est les restes de l'ancien cratère (la Somma) et entre la muraille qu'ils forment et le cône, la dépression annulaire (Atrio del Cavallo). Les Italiens ont donné le nom général de *caldera* aux appareils de ce genre qui entourent les cônes proprement dits.

Le **No 240** montre un autre exemple bien typique de la même forme, plus complète qu'au Vésuve. L'île Barren, entièrement constituée par un ancien volcan surgissant brusquement de la mer, appartient à l'archipel des îles Andaman et Nikobar, dans le golfe du Bengale.

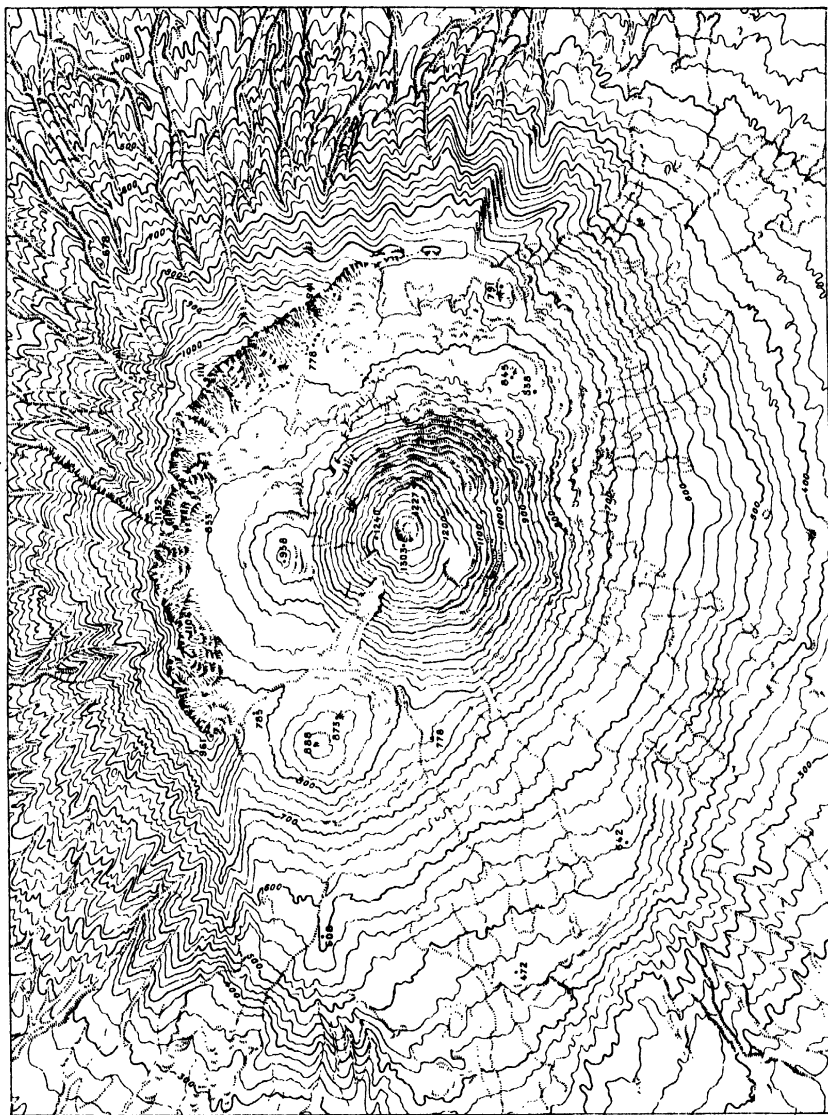
Les renseignements suivants sont extraits de l'ouvrage relatif à cette île, publié dans la collection des « Memoirs of the Geological Survey of India » (Mallet — *The volcanoes of Barren Island and Narcondam, in the Bay of Bengal).*

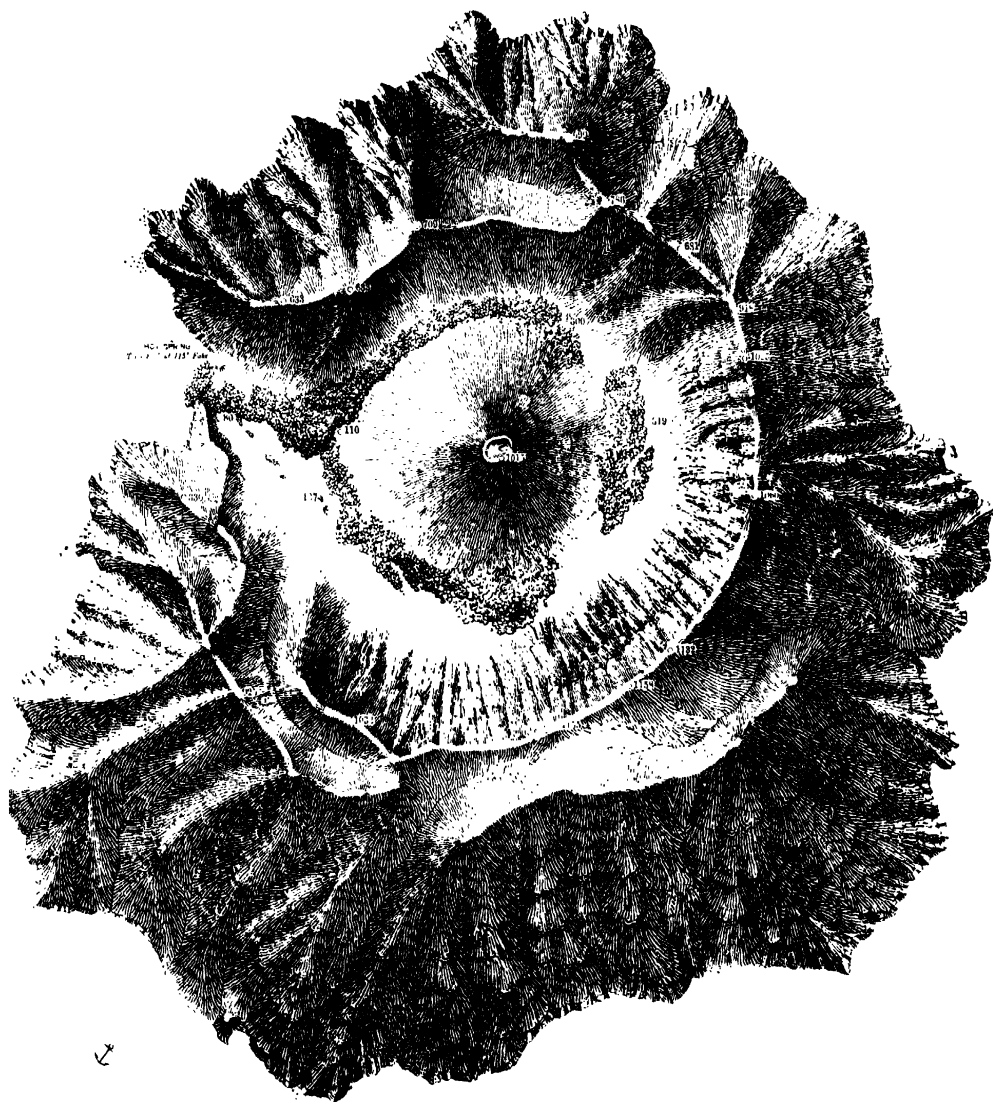
L'intérieur de la *caldera*, qui s'ouvre sur la mer du côté Ouest par une brèche profonde, est légèrement ovale. Son diamètre mesure environ 1.600 mètres. Vers le Sud-Est, les pentes s'élèvent à plus de 200 mètres au-dessus du fond du cratère, et à plus de 300 au-dessus du niveau de la mer; vers le Nord elles sont moins raides et moins hautes. Au milieu de l'amphithéâtre se dresse un cône central avec cratère fumant, dont le sommet est à peu près au niveau du bord de la caldera. La base du cône est entourée de coulées de lave; l'une d'elles s'est frayé, par la brèche, un passage jusqu'à la mer.

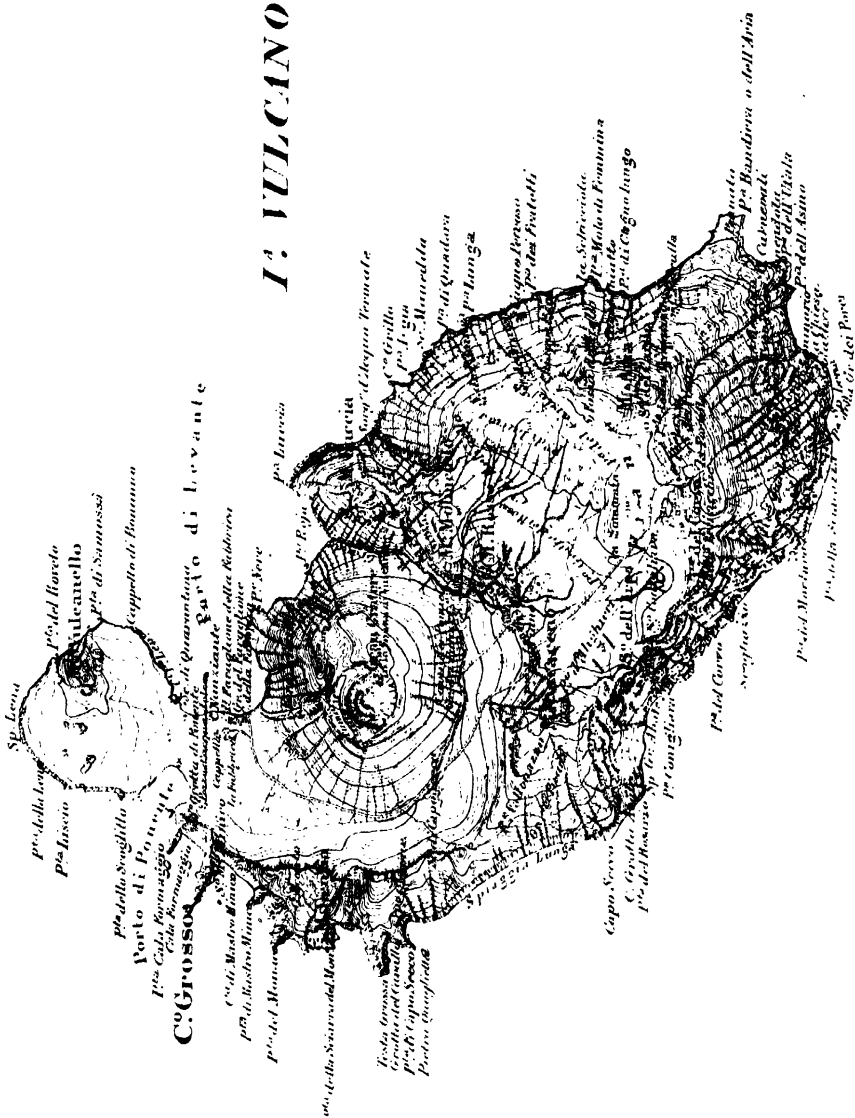
Les divers profils du cône intérieur présentent pour la plupart une inclinaison de 32°. La pente moyenne du cône extérieur est sensiblement moins forte et ne dépasse pas 25°; ce cône est en majeure partie composé de coulées de lave, qui se sont solidifiées à une inclinaison moyenne inférieure à celle des produits de projection qui forment la masse principale du cône intérieur. Si les pentes extérieures du grand cône étaient prolongées, de manière à le rétablir dans son intégrité, il atteindrait et peut-être même dépasserait 1.000 mètres de hauteur.

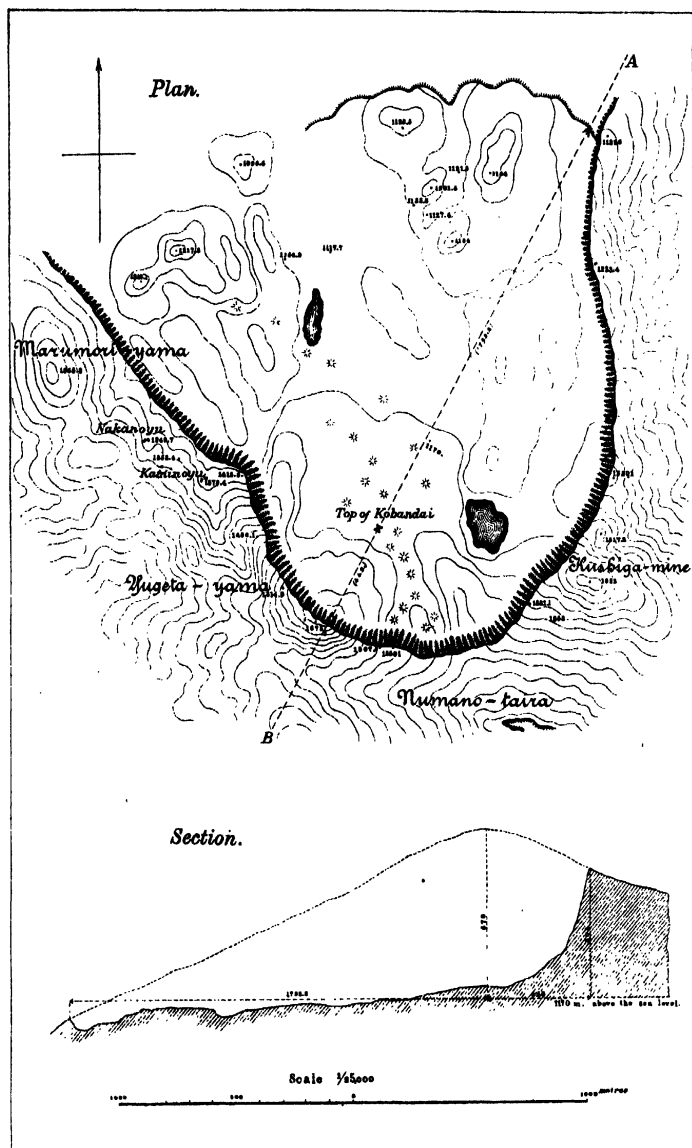
On remarquera sur le document topographique des parties, l'une peu développée au Nord, les autres plus étendues, au Sud, où le bord de la caldera se trouve doublé par un ressaut concentrique, qui a quelque ressemblance avec les restes d'un cratère encore plus ancien et de plus grandes dimensions. Mais, selon l'auteur du mémoire que nous résumons, telle n'est pas l'origine de cette double enceinte. Elle est due à l'érosion. Là où des matières de résistance inégale, comme la lave et les scories, se trouvent en masses alternées, l'érosion pluviale a creusé les plus tendres en vallées parallèles à la stratification. Il s'agirait donc de crêts de flanquement analogues à ceux que l'on observe contre les voûtes anticlinales. De fait, la dépression la plus longue comprise dans la double enceinte du Sud présente deux thalwegs parallèles aux crêtes et opposés par le sommet, qui s'infléchissent tous deux vers le Sud, et découpent le crêt extérieur pour former une *écaille* semblable à celles que nous avons décrites sur les flancs d'anticlinaux.

Les hauteurs, sur le levé topographique, sont cotées en pieds. On voit, dans la vallée circulaire qui entoure le cône central, une cote 319, sur l'extrémité diamétralement opposée à la brèche, où cette vallée circulaire atteint le niveau de la mer. Cette cote 319 marque le point le plus élevé, point de partage des eaux, à partir duquel le fond de la vallée s'incline de part et d'autre en pente douce vers l'Ouest et vers la mer. Cette

ITALIE

Échelle du 40.000e

GOLFE DU BENGALE

Échelle du 20.000ᵉ

ITALIE

Échelle du 50.000ᵉ

JAPON

Échelle du 25.000ᵉ

pente est principalement causée, comme celle de n'importe quelle vallée ordinaire soumise à l'érosion, par le lavage pluvial et l'entraînement des matériaux; travail qui a dû souvent être gêné par les barrages de laves nouvelles en travers de la vallée.

La pente du cône central est très régulière partout où les flancs sont entièrement composés de scories, cendres et blocs isolés. L'inclinaison est différente sur les points où apparaissent des coulées. Les fragments sont agglomérés vers le sommet, et le bord même du petit cratère est fendillé de nombreuses crevasses pouvant atteindre un pied de largeur. Ce petit cratère est elliptique; son fond est à peu près plan et de niveau.

Il y a, comme le fait remarquer l'auteur du mémoire sur le volcan de l'île Barren, une très grande analogie entre les formes topographiques de ce volcan, et celles, moins régulières, du Vésuve.

L'exemple **N° 241** montre un type de volcan un peu différent, c'est celui de l'île Vulcano. Les détails suivants sont extraits des mémoires relatifs à la carte géologique de l'Italie : *Descrizione geologico-petrografica delle Isole Eolie* par E. Cortese et V. Sabatini, ingénieurs du corps royal des Mines italien. L'échelle du document topographique est le 50.000^{e}.

L'île a une longueur de 7 kilomètres; elle est large de moitié. Le Vulcanello, qui en occupe le Nord, est presque circulaire, avec un diamètre de 1.300 mètres environ.

On distingue dans l'île trois parties :

1° La grande masse du S.-E., constituée par un plateau élevé de 360 à 400 mètres au-dessus de la mer et limité par une ceinture de hauteurs dont la plus élevée est le Monte Aria, qui a vers le Sud une altitude de 500 mètres.

2° La masse centrale, constituée par le grand cône actuel, limité au Sud et à l'Est par une vallée. Son versant Sud est en partie formé par le plateau dont il vient d'être question, et en partie par une crête de laves qui se prolonge jusqu'au cap Grosso et au cap Formaggio.

3° La partie septentrionale, constituée par le Vulcanello avec ses coulées de lave.

La masse principale, celle du Sud-Est, n'est autre chose qu'un ancien cratère d'assez grandes dimensions, puisqu'il mesure environ 2 kilomètres de diamètre, représenté par le plateau actuel. Ce cratère était échancré au Nord, car les pointes les plus hautes de son pourtour, le Monte Aria (499 mètres) et le Monte Saraceno (480 mètres), se trouvent au Sud et à l'Ouest. Les pentes extérieures, vers la mer, sont assez rapides; en certains endroits elles dépassent 35°. La base est formée de laves basaltiques, dont la dernière coulée parait être celle qui, sortant par l'échancrure au Nord, atteignit la baie nommée Porto di Levante.

C'est au milieu de cette coulée que s'est ouverte la cheminée du volcan actuel, et c'est sur elle, par conséquent, que s'est édifié le cône de ce volcan, dont la hauteur atteint 386 mètres, avec une base de 2 kilomètres de diamètre. Il est composé de matériaux de projection plus ou moins agglomérés, avec des coulées à la base.

En somme, le bord de l'ancien cratère joue, par rapport au cône actuel, le même rôle que la Somma par rapport au Vésuve; mais le cône du Vulcano est excentriquement placé, tandis qu'au Vésuve, comme à l'île Barren, les deux édifices sont à peu près concentriques et semblent issus de la même cheminée.

Le cratère du nouveau cône subit à la suite des éruptions des transformations importantes. Il a été jadis parmi les plus réguliers des cratères connus. On a vu plus haut que son diamètre à la partie supérieure dépasse 500 mètres.

Le Vulcanello est un petit volcan typique. Haut à peine de 123 mètres au-dessus de la mer, absolument conique, il est constitué par une coulée de lave trachytique qui en a formé la base, des successions de couches de scories avec coulées et de couches de cendres. Rongé par la mer dans sa partie orientale, il présente une coupe intéressante, qui montre, comme une figure théorique, la formation du cône par superposition de couches de consistances diverses, injectées de laves.

Originairement, le Vulcanello était détaché de l'île, et l'isthme qui l'y réunit aujourd'hui, large de moins de 500 mètres, n'atteint pas un mètre de relief au-dessus de la mer. Cet isthme est entièrement fait de cendres provenant tant du Vulcanello lui-même que du grand cône. Le Vulcanello passe pour s'être formé en l'an 103 avant J.-C.

Ce qu'on appelle *cratère d'effondrement* constitue un cas assez particulier, très différent des ouvertures des cônes volcaniques. Des effondrements se produisent dans des strates formées de coulées de lave superposées en pente très douce. Ils sont probablement dus à des vides, à des cavités inférieures. Les couches de laves qui en sont affectées sont alors tranchées net, normalement à la surface, dont la partie affaissée se retrouve au fond des cirques ainsi découpés. On compte ces excavations au nombre des manifestations possibles de l'activité volcanique. Nous n'en possédons aucun exemple topographique et nous les citons ici pour mémoire.

Les *cratères d'explosion* forment une catégorie mieux définie et sont plus nombreux que les précédents. Ils peuvent résulter, dans un volcan en activité, de la violence d'une éruption, qui détruit un cône de débris et laisse à sa place une cavité, un gouffre plus ou moins régulier. Un exemple des plus remarquables en a été donné en 1883 par l'explosion du Krakatoa, dont les deux tiers du cône ont disparu sur toute la hauteur du volcan au-dessus de la mer, laissant à leur place une baie de 200 à 300 mètres de profondeur. Nous avons été témoin d'un autre exemple très caractéristique de production d'un cratère d'explosion, celui du Ban-Daï-San, au Japon. Ce volcan, éteint depuis plus de dix siècles, avait à sa base des sources d'eau chaude qui ont tari en juin 1888. Le 15 juillet suivant, la montagne a fait explosion, comme une chaudière à vapeur sans soupape. A la suite de l'événement, son sommet est resté tronqué, évidé en forme de cratère de vastes dimensions. Les matières projetées consistaient en terres et fragments de roches de toutes grosseurs, avec jets de vapeur d'eau. Le phénomène fut accompagné d'une émission considérable de boue à une température très élevée. Il n'y eut aucun écoulement de lave, aucune ouverture de cheminée, par conséquent aucune action volcanique proprement dite.

Le **N° 242** reproduit la topographie du cratère d'explosion, telle qu'elle est donnée par l'une des planches jointes au compte rendu publié dans le *Journal of the College*

of Science de l'Université de Tokio, en 1889. Les renseignements suivants sont extraits de ce compte rendu :

Le cratère de l'ancien volcan était incliné vers le Nord-Est, et c'est de ce côté qu'ont été projetées les masses de pierre et de terre, dont l'entassement sur le versant Nord-Est de la montagne a formé une nappe de 30 à 50 pieds d'épaisseur. Les torrents de boue se sont étendus plus loin, inondant les régions voisines, et les pluies de poussières ont couvert la surface du pays à grande distance.

Avant la catastrophe, la montagne se terminait par trois pics, dont le plus haut atteignait environ 1.500 mètres. L'un de ces sommets, le moins élevé (Ko-Banday), a été lancé dans l'espace. La figure montre l'emplacement où devait se trouver la projection de ce sommet avant l'explosion. L'échelle étant le 25.000e, ce point est situé à 450 mètres au N.-E. du bord de l'arrachement. Les parois de ce dernier, presque verticales, sont représentées par un signe conventionnel spécial. On voit que le cratère mesure à peu près 2 kilomètres de diamètre en largeur. Son bord septentrional disparaît sous l'amoncellement des décombres.

Un article de M. G. Tissandier dans *La Nature*, n° 802, de novembre 1889, donne les détails suivants :

« L'épaisseur des débris dont le sol a été recouvert varie de 3 à 30 mètres ; elle atteint exceptionnellement à certains endroits 300 mètres. Un fait remarquable est l'escarpement de l'amoncellement de ces débris projetés. La poussière a recouvert toute la contrée dans la direction du vent régnant.

» L'éruption a été accompagnée de torrents de boue qui se sont déversés dans la vallée jusqu'à 15 kilomètres de distance du cratère ; ces torrents balayaient tout sur leur passage et ils comblèrent une rivière en un certain endroit ; un lac s'est formé derrière l'obstacle. »

Coulées de laves. — Dans un même volcan, la composition des laves n'est pas constante. Elles sont d'autant plus siliceuses que leur sortie a lieu à une plus grande hauteur (1). Par suite, les laves qui s'écoulent par des cratères adventifs rapprochés de la base sont sensiblement plus fluides que celles qui s'échappent au sommet du cône par le cratère principal.

Dans les grands volcans, la sortie des laves par des cratères adventifs ou par des fentes est le fait le plus fréquent. Ces fentes s'ouvrent d'ordinaire suivant des génératrices (puisque la cheminée représente leur ligne d'intersection) soit sur les flancs, sans atteindre le sommet, soit jusqu'en haut du cône, en ébréchant le bord. Elles sont la plupart du temps ramifiées, et leur largeur est extrêmement variable. Elles ont une tendance à se reproduire aux mêmes endroits et signalent par conséquent les plans éruptifs de Ch. Saint-Claire-Deville (2).

« La plupart des laves se refroidissent très vite, du moins à la surface et

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

(2) Voir page 581.

sur les bords. L'extérieur se couvre de scories, qui forment une croûte flexible, parsemée de fissures, à travers lesquelles la roche fondue étincelle, faisant parfois éclater son enveloppe, dont elle pousse les éléments les uns contre les autres. C'est par suite de ce combat entre la lave et la croûte de scories que cette dernière revêt l'aspect hérissé et déchiqueté, si caractéristique des *sciare* de l'Etna et des *cheires* d'Auvergne (1). »

Dans toutes les coulées de lave, la partie inférieure, qui a supporté à l'état liquide la pression de toute la masse plus élevée, est pour cette raison la plus compacte, tandis que le haut de la coulée, ayant été moins pressé, a moins obéi au mouvement et est moins tassé, plus caverneux et plus disloqué. Cette circonstance fait que les parties inférieures des coulées résistent mieux à l'érosion et se retrouvent, plus tard, avec plus de facilité que les parties d'amont.

Lorsque les pentes sur lesquelles la lave s'écoule sont assez rapides, les coulées ne peuvent pas toujours s'y solidifier en nappes régulières, elles se disjoignent en bandes, en traînées et même en fragments séparés.

Quant à la distance à laquelle peuvent s'étendre les coulées, on conçoit qu'elle est extrêmement variable. Elle dépend tout à la fois des pentes du terrain, de sa configuration, du volume des laves émises et de leur état de fluidité. Lorsqu'il s'agit des laves les plus fluides, comme les basaltes, elles peuvent se répandre en grandes nappes, à longue distance ; quelquefois jusqu'à 20 kilomètres du cratère (2). Lorsque ce sont, au contraire, des laves très visqueuses et peu fusibles, comme les trachytes, elles ne s'étendent pas, elles forment plutôt des bosses et des dômes ; « parfois même l'éruption se réduit à la formation d'une large intumescence (2) ». C'est ainsi qu'ont pu se boucher les anciens cratères, qu'on ne retrouve plus dans certains volcans éteints depuis longtemps, devenus ce que sont, par exemple, les dômes trachytiques d'Auvergne. L'éruption de la montagne Pelée, en 1902, a fait voir que les choses se passent effectivement de cette façon.

« La montagne Pelée est un cône assez régulier, de 11 à 15 kilomètres de diamètre à la base, et dont l'altitude, avant la dernière éruption, était de 1.350 mètres. Elle est formée par une masse de conglomérats, de dykes et de coulées andésitiques, surmontés par un cône de tufs ponceux. Le sommet de la montagne était creusé vers le Sud-Ouest, d'un cirque, ou *caldera*. Ce cirque, dit de l'Étang-Sec, à cause d'une cuvette rarement remplie d'eau qui

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

(2) Rinne, trad. Pervinquière. — *Etude pratique des roches.*

en occupait le fond, représente le véritable et le seul cratère du volcan (1). »

L'éruption a consisté, entre autres phénomènes, dans la montée progressive d'une *intumescence pâteuse* faite d'une lave très épaisse et incapable de couler à l'air libre. Cette lave est restée en dôme, se hérissant d'aiguilles d'andésite, dont une surtout très élevée, se détruisant en partie, au fur et à mesure qu'elle montait. « Lacroix attribua la formation de l'aiguille de la montagne Pelée à l'*extrusion* d'une masse solide d'andésite, sortant par une ouverture du soubassement comparable à une filière. L'extérieur se solidifiait alors que l'intérieur était encore visqueux et laissait échapper des explosions de gaz, des nuées ardentes, qui, en général, étaient accompagnées d'un écroulement, mais suivies aussitôt d'un brusque mouvement ascensionnel (2). »

C'est par une ouverture unique, qui s'est produite au fond de la caldera, qu'a eu lieu l'ascension de cette masse d'andésite, restée longtemps cachée dans le fond, et dont le mouvement a été contrarié par une série d'écroulements. Le phénomène s'est accompagné d'éruptions boueuses, violentes, rapides, en masses énormes. Elles ont donné de véritables *laves* torrentielles, de grandes proportions. « Ces torrents ont déposé une boue épaisse, renfermant des blocs de toutes dimensions. La structure de ces dépôts est chaotique, leurs éléments y sont sans ordre, quelle que soit leur taille, et sans qu'il soit possible d'y voir une stratification distincte. Quand leur structure le permettait, les blocs se polissaient par friction. Beaucoup présentaient des canelures superficielles dues à leur choc mutuel, et ressemblant beaucoup plus à des miroirs de glissement qu'à des stries glaciaires. »

La composition chimique et l'état physique de la lave, plus ou moins liquide, ne sont pas les seules conditions à envisager, lorsqu'il s'agit des coulées étalées au loin jusqu'à l'horizontalité, ou des intumescences en forme de dômes et d'aiguilles, sans aucun écoulement, ou de tout état intermédiaire entre ces deux extrêmes. M. Lacroix, qui a suivi de près les événements de la Martinique, dit, en racontant l'ascension de la lave sous forme d'aiguille : « Une semblable viscosité peut être acquise par des magmas basiques beaucoup plus fusibles que les précédents (riches en silice) ; il suffit pour cela qu'ils soient émis à une température peu élevée, ou, ce qui revient au même, avec une vitesse suffisamment faible pour permettre un refroidissement assez rapide. Il n'y a donc aucune impossibilité théorique

(1) MARCELLIN BOULE. — La Montagne Pelée et les Volcans d'Auvergne. *La Géographie*, 1905.

(2) HAUG. — *Traité de Géologie.*

à l'existence de dômes de roches basiques... La formation d'un dôme ne dépend pas tant de la composition chimique du magma qui le produit que des conditions dans lesquelles s'effectue son émission (1). »

Effets de l'érosion sur les appareils volcaniques. — Les actions érosives n'interviennent guère dans l'édification des appareils volcaniques. Les coulées de laves se superposent aux formes qu'elles rencontrent, contournant les mouvements du sol plutôt qu'elles ne les attaquent, et comblant les dépressions. Mais les érosions atmosphériques, pluviales, ont leur action sur les appareils volcaniques dès le premier moment de leur formation, comme sur tout ce qui existe à la surface du sol.

En premier lieu, l'effet de l'érosion pluviale sur les cônes est de les raviner suivant des lignes de plus grande pente, comme toute surface inclinée, et par conséquent suivant des génératrices. S'il s'agit de cônes d'éboulis, non consolidés par des intrusions de lave, ces ravins, qui divergent à partir du sommet, se creusent profondément dès leur origine, et les parties qui les séparent deviennent des arêtes vives qui tendent à s'ébouler surtout dans le haut, où la pente est souvent plus forte et la cohésion des matériaux moins grande. Toutes choses égales d'ailleurs, on peut ainsi juger de l'ancienneté relative de deux cônes de même espèce, *sous le même climat*, d'après leur état de conservation.

Il arrive que des cônes de débris anciens, injectés de laves, disparaissent entièrement, et qu'il n'en reste que les laves ayant rempli les fissures. Ces laves, sous forme de dykes, représentent pour ainsi dire l'*ossature* des anciens cônes. Les culots et massifs injectés, ainsi mis à nu, sont en général plus solides que les coulées à l'air libre, parce qu'ils se sont refroidis lentement, sans donner lieu à des fentes de retrait. Ils résistent donc bien aux érosions subaériennes et subsistent longtemps à l'état de témoins.

Les coulées de lave se fractionnent avec le temps, en commençant par les parties les plus voisines du point, fissure ou cratère, d'où elles se sont épanchées, puisque c'est dans ces parties qu'elles sont le moins compactes et le plus facilement fragmentées à l'avance. Presque toujours elles se découpent suivant les fissures de retrait, mais le ruissellement a sur elles peu d'influence, précisément parce qu'elles sont très fissurées.

On doit considérer les cônes de débris, dès le principe, et les nappes de laves progressivement, d'autant plus qu'elles sont plus anciennes, comme éminemment perméables. L'attaque par le ruissellement en est donc très

(1) A. Lacroix. — *La Montagne Pelée et ses éruptions.*

lente, et lorsque l'eau s'infiltre complètement entre les débris, comme il arrive d'ailleurs sur tous les cônes d'éboulis, la résistance à l'érosion peut être très grande. Cette résistance dépend d'ailleurs de l'espèce des roches volcaniques. C'est, nous l'avons dit, l'érosion, qui en mettant à nu le découpage des nappes en prismes et en colonnes par les fentes de retrait perpendiculaires aux surfaces fait apparaître les colonnades caractéristiques des coulées basaltiques. Quelquefois ces prismes ne se montrent que par leurs extrémités, formant une sorte de pavage. Les trachytes résistent assez mal aux intempéries ; les tufs trachytiques présentent souvent une plus grande solidité que les trachytes proprement dits (1).

En ce qui concerne la topographie des anciens cratères d'explosion, on s'accorde à reconnaître cette origine aux *cratères-lacs* actuels. Ces accidents, d'une forme circulaire souvent très régulière, ne sont habituellement accompagnés d'aucune coulée de lave; mais ils sont limités par des parois abruptes, paraissant témoigner de l'action violente qui les a produits.

L'existence de lacs circulaires bordés d'un escarpement ou d'un bourrelet, et semblant taillés à l'emporte-pièce, peut donc être considérée comme un des indices de la topographie volcanique; à la condition, bien entendu, que la forme circulaire ne soit pas simplement attribuable, comme pour les petits lacs des Vosges, a l'égalité des effets de l'érosion pluviale sur une roche encaissante homogène, donnant partout des pentes égales, qui engendrent à la tête des ravins des surfaces coniques. Les cratères-lacs sont toujours très creux; leur profondeur est très grande par rapport à leur diamètre (2). En voici de beaux exemples, fournis par les régions volcaniques italiennes :

Le **N° 243** est extrait de la carte au 100.000e du royaume d'Italie. Il présente l'ensemble de la topographie d'un vaste appareil volcanique qui s'étend, à peu de distance au Sud de Rome, entre Frascati et Velletri, et auquel on a donné le nom de *Volcan Laziale*. Les renseignements qui suivent sont tirés du volume consacré à ce volcan par M. V. Sabatini, dans la collection des mémoires relatifs à la carte géologique de l'Italie.

Le volcan Laziale est constitué par une double ceinture, ou plus exactement par deux édifices superposés et concentriques auxquels viennent s'en ajouter trois autres de moindre importance et d'une époque postérieure. La ceinture externe dessine un large fer à cheval, limitant sur trois côtés, au Nord, à l'Est et au Sud, un grand cratère circulaire, dont une partie manque à l'Ouest. Ce cratère a environ 10 kilomètres de diamètre et l'altitude de son fond varie entre 400 et 600 mètres. Il commence à s'élever

(1) RINNE, trad. PERVINQUIÈRE. — *Étude pratique des roches.*

(2) DELEBECQUE. — *Les Lacs français.*

au-dessus de la plaine environnante entre 100 et 250 mètres d'altitude, avec une base d'une vingtaine de kilomètres de diamètre. Il ne forme pas une enceinte continue; son bord, très usé par les érosions, se découpe en hauteurs plus ou moins isolées, plus ou moins séparées par des dépressions souvent profondes. Toutefois, les pentes de ces témoins de l'ancien bord du cratère sont toujours rapides vers l'intérieur, adoucies vers l'extérieur, et leur allure, même à l'état actuel, ne laisse aucun doute sur leur origine et leur signification topographique.

Du fond du grand cratère et presqu'au centre s'élève un second cône, beaucoup mieux conservé, sur une base de 4 k. 500 à 5 kilomètres de diamètre, avec une hauteur d'environ 450 mètres. Le fond du cratère extérieur étant lui-même en moyenne à 500 mètres au-dessus du niveau de la mer, l'altitude du cône intérieur atteint à peu près 950 mètres. C'est ce second cône qui porte le nom de Monte Laziale. Son point le plus élevé est coté 956 mètres. Sa pente extérieure est en moyenne de 14°. Il se termine en haut par un cratère appelé *Camp d'Annibal,* de forme à peu près carrée. Le centre du fond de ce cratère est à 750 mètres au-dessus de la mer ; il s'élève en pente vers le Sud-Est, et s'abaisse vers le Nord-Ouest, où il est ébréché. On remarque, greffés sur ces grandes lignes, de petits cônes adventifs, avec cratères plus ou moins nets.

Naturellement, entre le grand appareil central dont il s'agit et l'enceinte extérieure, il existe, comme au Vésuve, une vallée circulaire ou atria.

Lorsque l'activité du cratère central, après celle du grand cratère, s'affaiblit, il se produisit un déplacement de l'axe éruptif dans la direction du Sud-Sud-Ouest, qui détruisit de ce côté le contour du grand cratère extérieur. Là s'ouvrit une nouvelle bouche éruptive, et le déplacement continuant dans le même sens, cette bouche fut elle-même modifiée par une autre. Ces deux bouches se surmarchent, et la forme du cratère de Nemi résulte de leur intersection. La première bouche avait 1.700 mètres de diamètre, la seconde 2 kilomètres. L'ensemble mesure 3 kilomètres dans sa plus grande dimension.

Le **N° 244** en donne la topographie détaillée.

Cet ensemble est aujourd'hui un cratère-lac, dont la profondeur totale, à compter du point le plus élevé du bord (672 mètres), est de 386 mètres. La hauteur de l'eau atteint 34 mètres à l'endroit le plus profond. Ce lac est alimenté directement par les eaux pluviales, et par des sources provenant des eaux pluviales emmagasinées, qui apparaissent sur les flancs de la cuvette. Le niveau ne monte pas au-dessus de 320 mètres d'altitude, où il atteint un déversoir souterrain.

Un autre déplacement de l'axe éruptif, postérieur à celui dont il vient d'être question, a porté l'activité volcanique plus au Nord-Ouest, dans des conditions analogues, et il en est résulté l'ouverture de deux nouveaux cratères se recoupant l'un l'autre, comme ceux de Nemi, devenus depuis le lac d'Albano, de forme grossièrement elliptique, sur le pourtour duquel se remarquent très bien aussi les deux becs saillants qui résultent de l'intersection de deux cercles. Le grand axe de l'ensemble mesure à peu près 4 kilomètres; la plus grande largeur dépasse 2 kilomètres et demi. La plus grande profondeur se trouve vers le Sud-Est ; elle atteint 170 mètres. Le niveau des eaux, fixé par un déversoir souterrain, se maintient à la cote 293. La profondeur de l'entonnoir, à compter du point le plus élevé de son bord, est actuellement de 437 mètres.

Enfin, par suite d'un troisième déplacement, un autre cratère s'est manifesté au Sud du précédent. Sa forme est elliptique et ses dimensions de 3 kilomètres sur 2. C'est le cratère d'Ariccia, ancien cratère-lac aujourd'hui colmaté, dont le **N° 245** donne la

ITALIE

Monte Porzio Catone

Monte Compatri

Frascati

Grottaferrata

Marino

Rocca di Papa

Castel Gandolfo

Lago di Albano

Albano Laziale

Ariccia

Genzano

Nemi

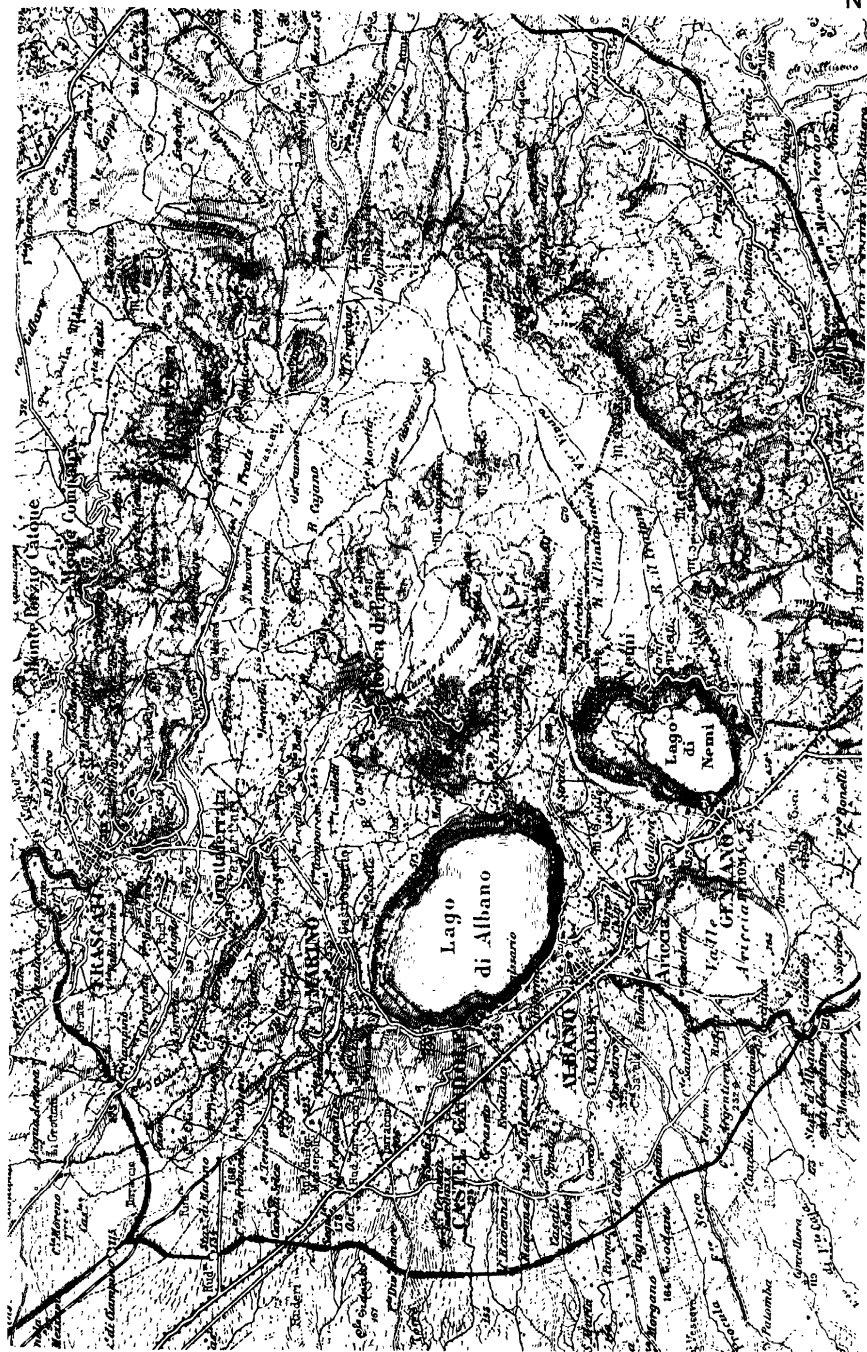
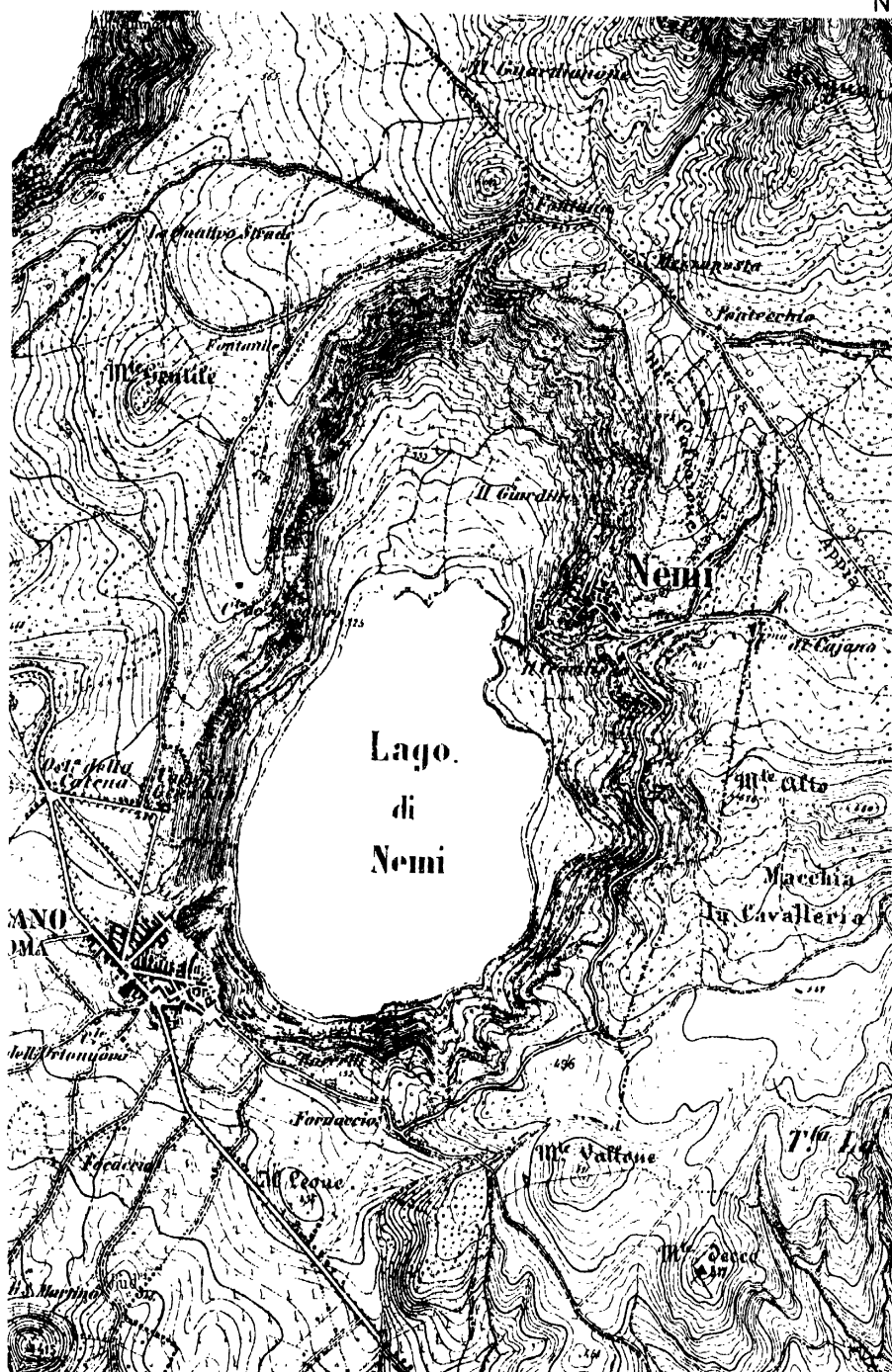
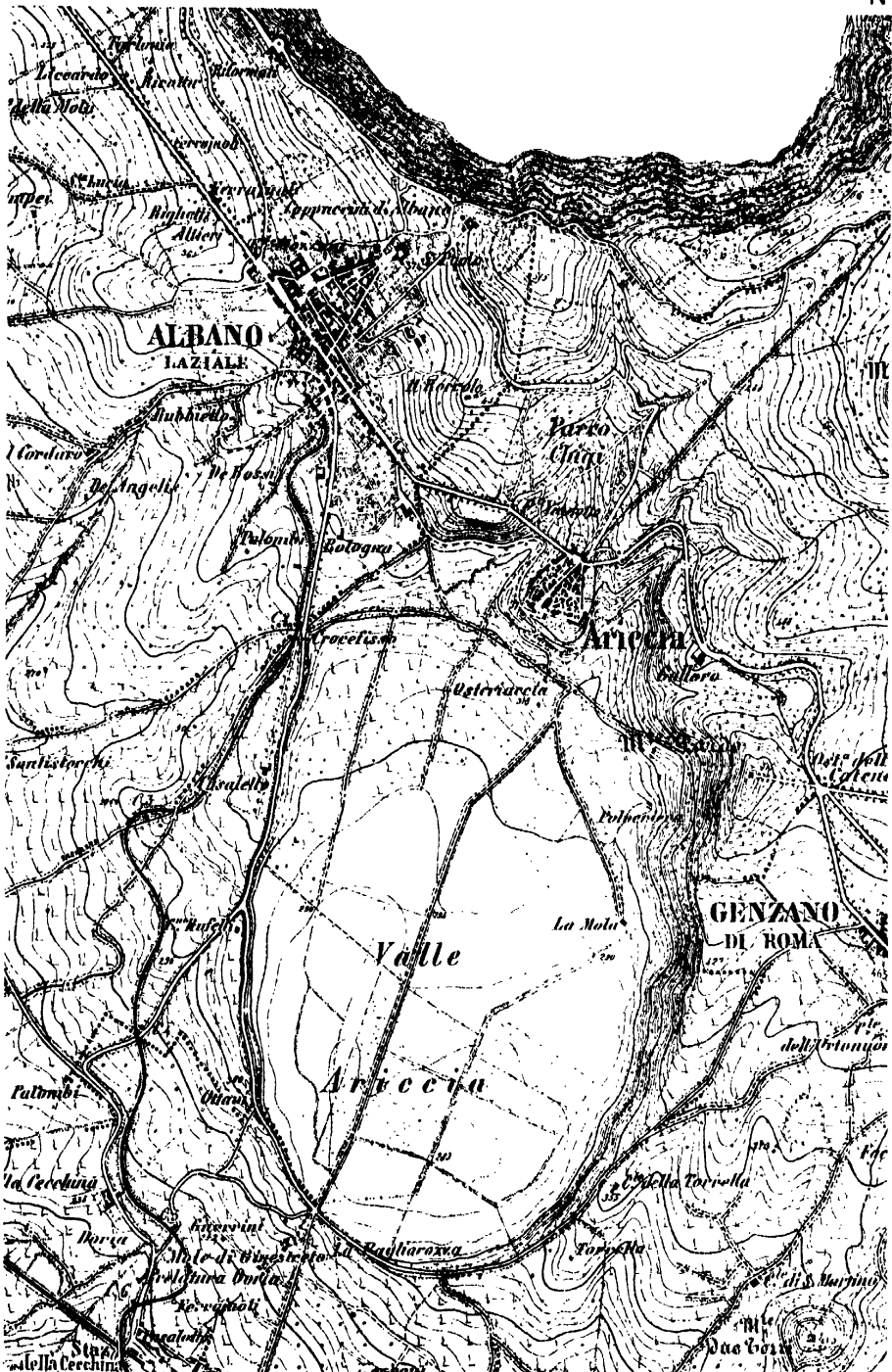
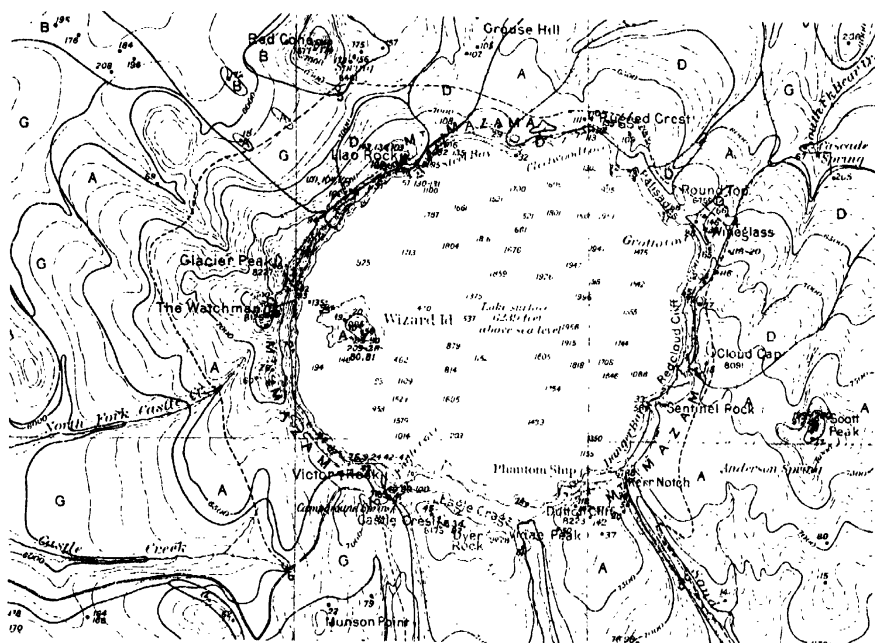
Lago di Nemi

Échelle du 100.000e

Échelle du 25.000e

ALBANO
LAZIALE
Ariccia
GENZANO
DI ROMA
Valle
Ariccia

Échelle du 25.000e

Échelle du 142.560ᵉ

topographie détaillée. Le relief de la ceinture va en s'abaissant à partir du Nord, jusqu'à disparaître presque entièrement à son extrémité Sud.

La remarquable publication du Geological Survey des États-Unis contient un superbe exemple de topographie de cratère-lac, de dimensions exceptionnelles. Il s'agit d'un ancien volcan, dénommé Mont Mazama, situé dans la chaîne qui prolonge au Nord la Sierra Nevada de Californie et porte dans l'Orégon le nom de *Cascade Mountains*. Selon les renseignements donnés par l'ouvrage de MM. Diller et Bushnell Patton *(The Geology and petrography of crater lake National Park)* il a existé autrefois un grand pic, appelé Mont Mazama, qui faisait partie du sommet du cône volcanique, lequel sommet a disparu dans l'effondrement d'où est résulté le cratère-lac actuel.

Le bord circulaire de ce cratère se présente sous l'aspect d'une succession de pics à pentes adoucies vers l'extérieur, s'élevant à 300 mètres environ au-dessus de l'altitude générale de la chaîne, qu'ils dominent. Le lac mesure à peu près 6.800 mètres (4 milles 1/4) sur 10.000 mètres (6 milles 1/4). C'est donc un accident de beaucoup plus grand rayon que ceux dont nous venons de parler.

Le **N° 246** reproduit en regard l'un de l'autre, à l'échelle du 142.500e environ, le levé en courbes de niveau et la photographie d'un relief du cratère, où le fond se trouve modelé d'après les sondages. La pente extérieure, qui n'est que de 10 à 15 degrés, contraste nettement avec la pente intérieure, abrupte et très souvent escarpée. L'équidistance des sections horizontales est de 100 pieds, soit une trentaine de mètres.

Les pentes extérieures sont accidentées de petits cônes adventifs. Un cône intérieur s'élève du fond du cratère, constituant une île, dans une position excentrique. Si ce cône intérieur s'était développé, la topographie de l'ensemble se rapprocherait davantage de celle du Vésuve, comme type.

On peut remarquer que la photographie du relief (1) a beaucoup de ressemblance avec certaines photographies des cirques lunaires. Les dimensions sont toutefois beaucoup moindres que dans nombre de ces derniers, qui atteignent parfois 100 kilomètres de diamètre et plus de 5.000 mètres de profondeur, avec des à-pics et des pentes extrêmement rapides, et où les cônes intérieurs dépassent 2.000 mètres de haut. Mais les formes sont très analogues. Elles donneraient à penser que les cirques lunaires, pour lesquels on a proposé de si bizarres explications, sont des cratères volcaniques, avec ou sans coulées de laves, dont le fond a été occupé par l'eau, à une époque où la Lune possédait une atmosphère. On comprendrait alors l'aspect peu

(1) Cette photographie du relief n'est pas exactement orientée comme le levé.

accidenté, souvent même très uni qu'offrent les fonds des cirques, larges plaines dans lesquelles le cône intérieur surgit brusquement.

Les solfatares, émissions de vapeurs d'acide sulfureux et d'hydrogène sulfuré, représentent un état des volcans dont les phases d'éruption paraissent terminées ou tout au moins suspendues. Elles n'ont aucune topographie spéciale. Les émissions de vapeurs partent souvent des anciens cratères; mais elles existent aussi le long des cônes et sur n'importe quel point du volcan.

Nous ne mentionnons que pour mémoire les geysers et les salses, dont nous n'avons aucune topographie. Les orifices par lesquels s'échappent les jets d'eau et de boue sont analogues à ceux des volcans; ils sont circulaires; mais les cônes sont presque toujours très aplatis. Les formes sont celles des argiles. Cependant, on cite au Caucase des cônes de boue qui arrivent à dépasser 300 mètres (1).

Après avoir passé en revue les différents types d'appareils volcaniques, il nous reste maintenant, conformément à la méthode que nous avons suivie, à en étudier l'application à la topographie d'une région déterminée, celle des terrains volcaniques du centre de la France.

VOLCANS DU PUY-DE-DOME

Les volcans du centre de la France ont fait de tout temps l'objet des recherches des géologues. Les premiers appareils qui aient été étudiés et décrits sont naturellement ceux qui par leur bon état de conservation s'imposent avec le plus d'évidence, et en général ce sont les moins anciens.

D'autres appareils, en partie détruits par les érosions, qui ont plus ou moins tronqué leurs formes, ou par des éruptions plus récentes qui les ont rendus méconnaissables, n'ont été signalés que plus tard. D'autres, enfin,

(1) De Lapparent. — *Traité de Géologie.*

dont il ne subsiste que quelque dyke représentant une montée de lave refroidie, une cheminée comblée, ou même quelque informe coulée dont le point d'émission est masqué, n'ont été reconnus que tout récemment, et il est très probable qu'il en reste encore d'autres à découvrir.

Ces volcans, d'importance très variable, forment plusieurs groupements distincts, et, dans chacune des régions occupées par ces groupements, ils se répartissent suivant les accidents tectoniques. Leur apparition aux diverses époques de l'histoire géologique de la région est justifiée par les mouvements successifs, les plissements et les fractures dont cette région a été le théâtre.

D'après les derniers travaux publiés de M. Glangeaud (1), les grands traits qui président à la disposition des volcans du Puy-de-Dôme sont les suivants :

La pénéplaine ancienne du plateau central a été accidentée de rides qui ont commencé à se manifester à l'époque tertiaire Oligocène, et qui se sont accentuées ensuite, d'un mouvement très probablement continu. Ce mouvement de plissement s'est compliqué d'un exhaussement, également continu, du Sud au Nord, de la région du Velay, des Cévennes et de la Margeride. L'émersion des synclinaux fut le résultat de cet exhaussement, ainsi que le creusement des vallées de la Loire, de l'Allier, de la Sioule, de pente générale Nord-Sud, installées dans les dépressions synclinales.

« Une autre conséquence de cette série de mouvements fut la formation, dès le Miocène inférieur, d'un réseau de grandes fractures Nord-Sud, parallèles en général à la direction du synclinal de la Limagne, qui découpèrent le territoire en une série de voussoirs enfoncés vers le centre du bassin, relevés sur les bords. »

Parmi les fractures qui se formèrent ainsi, certaines résultèrent de la réouverture d'anciennes fractures hercyniennes.

« La situation des volcans a été déterminée par la formation des fractures, sur lesquelles ils se sont édifiés, et celles-ci sont *toujours* en rapport avec des *phénomènes de refoulements* horizontaux qui ont relevé les mêmes couches à des hauteurs très différentes et surtout avec des *tassements* et des *effondrements de voussoirs* qui suivirent les refoulements et ne furent que la conséquence de la rupture d'équilibre de diverses parties d'un même pli. »

« Les fractures sont aujourd'hui fortement mises en évidence par la topo-

(1) Ph. Glangeaud, professeur à l'Université de Clermont-Ferrand. — Esquisse géologique du massif du Mont Dore et de la Chaîne des Puys, 1904. — Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme, 1909 *(Bulletin du service de la Carte géologique de la France)*.

graphie : telles sont les failles limites de la Limagne à l'Est et à l'Ouest, vers le soubassement cristallin des puys et le long du Forez ; telle est aussi la faille de Clermont à Chanturgue, Châteaugay, etc...

» La *crise volcanique* du massif central débuta au Miocène inférieur ; elle eut lieu à la fois dans la Limagne, dans le Velay et dans l'Aubrac. Les phénomènes éruptifs, contrairement à ce que l'on pensait, furent donc bien antérieurs aux derniers plissements alpins. Si ces derniers eurent, en leur temps, une certaine répercussion sur les mouvements du massif central, il ne semble pas qu'ils soient l'unique cause qui fit naître les phénomènes volcaniques dans ce massif.

» L'activité volcanique se manifeste à sept reprises successives dans le grand synclinal de la Limagne : au Miocène inférieur, moyen et supérieur, au Pliocène inférieur, moyen et supérieur, et jusqu'au Pléistocène. »

Par suite du mouvement de relèvement du Sud au Nord, les alluvions anciennes de l'Allier, avec les coulées qui les surmontent, sont *suspendues* aujourd'hui à des altitudes différentes au-dessus de l'Allier actuel ; elles donnent la mesure de l'érosion fluviale depuis le Miocène jusqu'à nos jours, correspondant à l'abaissement relatif du niveau de base. « Les coulées les plus anciennes de la Limagne (Gergovie) dominent l'Allier de près de 400 mètres, tandis que les coulées les plus récentes (Gravenoire) ne surplombent la vallée que de 60 mètres. Les autres coulées ont des situations intermédiaires entre ces deux extrêmes. »

« L'Allier, la Sioule, le Sioulet, la Dordogne et leurs affluents, ont de plus en plus isolé les anciens volcans, dont les cônes éruptifs ont en grande partie disparu et dont il ne reste plus en général que des coulées formant des *plateaux* ou des *plans inclinés*, en relation parfois encore avec un *culot cratérique* qui se dresse au-dessus de la coulée ou avec une cheminée plus ou moins isolée. L'érosion a donc mis de plus en plus en saillie la partie lavique résistante, qui a permis la conservation du support cristallin ou tertiaire sur lequel elle s'était épanchée. Ainsi s'explique la physionomie de ces formations volcaniques, notamment celles de la Limagne, qui n'offre de collines que là où il y a des volcans (1). »

Dans le Puy-de-Dôme, l'ensemble des éruptions quaternaires, qui sont les dernières et celles dont les appareils sont les mieux conservés, forme la chaîne des monts Dômes proprement dite. Cet ensemble occupe une position moyenne ; il est encadré, à l'Est, par les volcans miocènes de la Sioule ; à l'Ouest, par ceux de la Limagne. Nous dirons quelques mots de l'influence

(1) PH. GLANGEAUD. — *Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.*

des éruptions miocènes sur la topographie de ces deux dernières régions, avant d'entreprendre l'examen des formes volcaniques dans la chaîne des monts Dômes.

Volcans de la Sioule. — Dans sa généralité, et à part quelques lambeaux peu étendus de divers âges, le terrain affecté par les éruptions à l'Ouest des monts Dômes est archéen; ce sont des granites, des micaschistes et des gneiss. Les allures topographiques de ce soubassement, partout où il n'est recouvert ni par des formations sédimentaires moins anciennes ni par les nappes éruptives, sont celles que nous avons reconnues pour appartenir aux surfaces cristallines du massif central; nous n'y reviendrons pas. Ce massif cristallin est coupé de failles, dont certaines très longues, orientées généralement du Sud au Nord en inclinant un peu vers l'Est. Certaines de ces failles, entre autres celle, l'une des principales, qui passe par Bourg-Lastic et Pontaumur, n'affectent que le gneiss; d'autres mettent en contact le gneiss et le granite. Le granite et le gneiss sont traversés de nombreux filons de granulite, de microgranulite, de galène, etc..., de même orientation que les failles et représentant par conséquent des cassures de la même origine, injectées de substances éruptives diverses. Ces filons sont très serrés surtout dans la région occidentale de Pontgibaud; la Sioule les aborde dans une direction générale perpendiculaire, jusqu'à Pont-du-Bouchet; elle les coupe parfois, mais souvent elle les contourne, et il en résulte pour sa vallée des méandres accidentels de rayons très divers, très irréguliers et heurtés, qui ne peuvent être confondus avec des méandres systématiques.

Le **N° 247**, extrait de la carte de France au 80.000e (feuille de Clermont), montre bien la différence qui existe entre la vallée de la Sioule, à peu près rectiligne en amont de Pontgibaud où elle est parallèle aux filons, partie où le cours d'eau serpente sur son fond d'alluvions, et cette même vallée en aval, avec son tracé tourmenté contournant les filons qui forment à chaque instant des barrages en travers.

Voici la description que donne M. Glangeaud des méandres de la Sioule: « Une première boucle a été déterminée, au moulin de Pranal, par deux filons de microgranulite Nord-Sud, contre lesquels la rivière est venue buter et qu'elle n'a pu traverser que par cluses; elle épouse ensuite la direction de la coulée basaltique du volcan de Chalusset, qui, au moulin des Combres, ne se trouve plus qu'à 3 mètres au-dessus du lit actuel de la rivière.

» Les dix autres boucles qui se succèdent ensuite jusqu'au Pont-du-Bouchet sont produites en grande partie par le fait que la Sioule a un cours général Nord-Ouest, sensiblement perpendiculaire : 1° à la schistosité N.-N.-E. du

terrain archéen; 2° aux filons de granulite et de porphyre, également N.-N.-E. La Sioule, arrêtée en maints endroits par les *murs* de gneiss ou de porphyre qui dressent leurs parois verticales devant elle, a été obligée de longer leur pied jusqu'à ce qu'elle ait trouvé un défilé permettant de les traverser, etc... (1). »

Quant aux volcans eux-mêmes de la chaîne de la Sioule :

« Cette ancienne chaîne volcanique comprend une quinzaine de collines basaltiques s'alignant suivant une direction générale N.-N.-O. et sur près de 40 kilomètres, le long des vallées de la Miouse, de la Sioule et la haute vallée de la Morges, qu'elles dominent de 100 à 150 mètres... Les collines basaltiques de la chaîne de la Sioule s'étendent sur le territoire archéen... »

Les volcans, qui s'alignent sur les fractures, sont vraisemblablement dus à la réouverture de fentes anciennes.

« La même fracture, ou une fracture extrêmement voisine qui avait servi de cheminée d'ascension aux orthophyres et aux porphyres fut ouverte de nouveau sous l'influence des mouvements du sol et amena, au Miocène et au Quaternaire, la sortie des laves basaltiques.

» C'est là un fait des plus intéressants qui n'avait pas encore été mis en lumière dans le massif central. Il y eut donc, en bien des points de ce massif, superposition des mouvements miocènes et des mouvements hercyniens (1). »

La plupart des volcans de la Sioule sont très difficiles, souvent même impossibles à identifier sur les cartes topographiques. Le soubassement archéen étant tout aussi résistant que la coulée de basalte qui le surmonte, cette dernière ne s'en sépare pas, topographiquement, par des ruptures de pente bien sensibles. « La forme générale actuelle des collines basaltiques miocènes est celle d'un plateau plus ou moins étendu, avec une pente assez faible vers la Miouse et la Sioule... Souvent l'appareil éruptif n'a pas été conservé ; d'autres fois (et le cas est assez fréquent), il reste un *culot cratérique* basaltique faisant saillie au-dessus des coulées sous forme de cône émoussé. » Dans ce cas, l'accident prend la forme de celui de la côte d'Essey, en Lorraine (2). L'influence des éruptions se traduit donc uniquement par des buttes isolées, dépassant le niveau général du terrain, et il faut une étude attentive des formes pour reconnaître qu'il ne s'agit pas de témoins de sédiments marins ou lacustres ayant presque totalement disparu et distinguer l'origine éruptive de ces buttes, restes de volcans démantelés. Leurs dimen-

---

(1) PH. GLANGEAUD. — *Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.*

(2) Voir page 450 et N° **159**.

sions varient de 150 mètres de longueur à 5 kilomètres. « L'épaisseur des plateaux basaltiques est également variable (de quelques mètres à 40 ou 50 mètres). Ils résultent de deux ou plusieurs coulées superposées (1). »

L'exemple **N° 247** contient plusieurs anciens volcans de cétte forme, et montre bien à quel point leur topographie est peu précise. Ce sont, en procédant du Nord au Sud : 1° Le mont de Cognol, dont l'altitude atteint 909 mètres, alors que les points élevés du plateau archéen, dans le voisinage, se tiennent aux environs de la cote 800. Les coulées y ont près de 100 mètres d'épaisseur. 2° La colline du Cheix, de 4 kilomètres de longueur dans l'orientation Est-Ouest, formant un plan incliné vers l'Ouest. Son extrémité domine la Sioule d'environ 200 mètres. 3° Le volcan de la Mothe « monticule de scories, situé au Nord-Est de la Mothe, qui est le reste du cône éruptif d'où est partie une coulée basaltique qui s'étend en pente assez douce vers la Sioule ». Le sommet est coté 816. 4° La colline basaltique de Haute-Roche-Laudinie, à l'Ouest de Pontgibaud, « très irrégulière comme forme, car elle est déjetée de tous côtés et elle a une surface bossuée, mamelonnée... Elle résulte de la coalescence de plusieurs centres et de plusieurs coulées, partant des points de sortie. Il ne reste de ces derniers que le culot formant les monticules arrondis, les pitons, qui émergent au-dessus de la nappe générale et qui sont encore accompagnés parfois d'un reste de cône scoriacé (1) ».

Ici nous devons franchement reconnaître qu'au point de vue topologique la carte ne nous permet aucune interprétation en faveur de la nature volcanique de l'accident.

On trouvera, dans la partie Sud du même fragment de la carte (**N° 247**) quelques points où les formes sont plus caractéristiques, bien qu'on n'y distingue pas de cratères; ce sont des pitons dénommés puy de Neuffond, puy de la Vialle, Birgaudix, etc... Mais la plupart de ces petits appareils sont beaucoup moins anciens que les précédents, et appartiennent à un groupe que M. Glangeaud désigne sous le nom de Petite Chaîne des Puys.

Plus à l'Ouest, le terrain qui est représenté sous le **N° 248**, faisant suite au précédent, contient quelques restes de volcans, sinon évidents *a priori*, du moins d'une topographie plus ferme. Ce sont d'abord les petits cônes isolés qui surmontent le plateau, dans les environs Ouest de Pontaumur; c'est ensuite le puy Saint-Gulmier, accident moins régulier mais de beaucoup plus grandes dimensions, dominant sa base de 250 mètres. Il est situé sur la fracture qui passe par Pontaumur et Bourg-Lastic, où se trouvent encore d'autres restes de volcans.

Ces quelques exemples suffiront pour faire voir en quoi peut consister la topographie volcanique, assez vague, pour les appareils tertiaires de la région située à l'Ouest de la chaîne des puys.

Volcans de la Limagne. — « Les éruptions de la Limagne, au début du Miocène, sont les premières éruptions volcaniques non seulement du Puy-de-Dôme, mais même du massif central (1) ». On doit donc s'attendre à trouver dans la Limagne les appareils volcaniques encore plus effacés que

(1) Ph. Glangeaud. — *Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.*

ceux de la Sioule; mais les conditions ne sont pas tout à fait les mêmes, à cause de la nature différente du substratum. Les terrains de la Limagne sur lesquels se sont épanchées les coulées de laves sont composés de sédiments tertiaires et quaternaires marneux et calcaires, qui ont offert aux érosions beaucoup moins de résistance que les nappes d'épanchement. Il en résulte que partout où les vallées se sont enfoncées dans l'épaisseur de ces sédiments, par le double effet du creusement et du relèvement général que nous avons déjà mentionné, les érosions ont atteint la base des coulées, qui ont été sapées, mises en surplomb, et se sont écroulées par morceaux délimités d'avance par les plans de retrait. Les restes de ces coulées se présentent donc sous la forme de plateaux tantôt sensiblement horizontaux, tantôt inclinés, bordés de pentes escarpées souvent jusqu'à la verticale. M. Glangeaud cite un exemple où le mode particulier de sapement des coulées est pris sur le vif:

« On peut faire une observation intéressante sur le bord S.-O. du plateau, un peu au Sud de Pradines. La base alluviale, minée par l'érosion, amène la production sur le bord du plateau de 30 mètres de haut, de diaclases parallèles à ce bord. Ces fentes s'élargissent de plus en plus, d'abord par le départ des alluvions de la base, mais aussi par les blocs de pierre du plateau qui y sont entraînés par l'eau ou rejetés par les cultivateurs. Ces blocs en s'enfonçant agissent comme des coins, écartant de plus en plus les deux lèvres de la fente. Les tranches énormes de basalte, de plusieurs milliers de mètres cubes, de plus en plus séparées de la montagne, supportées par une base fragile (alluvions), ne tardent pas, sous les efforts continus des coins pierreux, à se rabattre avec fracas sur le flanc de la colline. L'érosion émiette à son tour ces blocs cyclopéens en menus fragments, entraînés ensuite par le ruissellement (1). »

Le **N° 249** donne à grande échelle le type de ces plateaux basaltiques. C'est la reproduction d'une partie d'un levé au 20.000e, représentant le plateau de Gergovie et ses environs, qui a été exécuté autrefois et reproduit par la gravure. Le soubassement de cette colline est formé par des calcaires tertiaires surmontés d'alluvions qui ont été recouvertes par le basalte. On voit sur le flanc Sud-Est les restes d'un dyke qui remplit l'ancienne cheminée d'où est sortie la coulée.

Les pitons qui signalent le culot du volcan, la cheminée comblée, sont assez fréquents, dit M. Glangeaud; mais ils ne sont pas toujours très évidents sur la carte. Enfin, il est arrivé que certaines laves se sont infiltrées dans les couches marneuses et calcaires, lors de leur écoulement, et qu'elles

(1) PH. GLANGEAUD. — *Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.*

MASSIF CENTRAL

N° 247

Échelle du 80.000e

Échelle du 80.000e

Échelle du 20 000e

MASSIF CENTRAL

Échelle du 80.000e

se sont intimement mélangées avec le terrain de leur soubassement. Il s'est ainsi formé une matière mixte, qui donne lieu à des formes plus ou moins arrondies.

En somme, ces appareils volcaniques sont généralement, comme topographie, très mal conservés. Par exception, sur la très grande quantité, il en existe quelques-uns, mais plus récents, qui ont gardé une certaine fraîcheur de formes.

Ainsi que pour les volcans de la Sioule, la répartition de ceux de la Limagne est liée aux fractures, de même direction N.-N.-E. que celles dont il a déjà été question, et en relation avec les mouvements qui ont affecté les voussoirs déterminés par ces fractures.

Sous le **N° 250**, nous avons réuni les interprétations par la carte au 80.000e (feuille de Clermont) de quelques-uns des appareils volcaniques tertiaires de la Limagne. Ce sont du Nord au Sud :

1. La coulée basaltique de Châteaugay. Le soubassement est composé de marnes et de calcaires marneux, que surmontent des sables, sur lesquels repose le basalte. « La coulée et le soubassement ont été disloqués postérieurement en une série de compartiments qui sont à des altitudes variables. Il n'y a pas moins de six compartiments qu'il est facile d'étudier et de délimiter... La surface est irrégulière ; elle forme une série de crêtes et de plans inclinés, arides, pierreux, séparés par des vallonnements jalonnés par des prairies ou des sources ou de petits suintements... Les trois compartiments de l'Est forment une série de plans inclinés de l'Est à l'Ouest, constituant les plateaux du Champ-Grillot, Chalard et Châteaugay. Le puy Marcoin, au Nord-Ouest, est le plus élevé ; puis viennent au Sud-Ouest le puy Boisset, et enfin un dernier gradin qui constitue l'éperon basaltique de Féligonde (1). »

La carte indique assez clairement la disposition de ces compartiments inégalement effondrés dans des inclinaisons diverses ; mais un levé plus précis et surtout exécuté par un opérateur prévenu serait évidemment plus expressif.

2. L'ensemble formé par les côtes de Clermont, Chanturgue et le puy de Var, qui vient immédiatement au Sud du morceau précédent, est constitué de la même façon ; mêmes natures de coulées avec le même soubassement, et même division en compartiments inégalement effondrés, mais moins faciles à reconnaître que les précédents sur la carte. On voit nettement, toutefois, que les puys de Var et de Chanturgue sont séparés par une faille Nord-Sud des côtes de Clermont, et ces dernières de l'escarpe archéenne qui limite et domine la Limagne, par la grande ligne Nord-Sud que détermine la fracture principale. On voit d'ailleurs sur le morceau précédent le prolongement de cette escarpe passant par Volvic.

3. Le puy Saint-Romain, sur la rive droite de l'Allier, masse bien définie, mais également sans cratère, représente les restes d'un volcan assez considérable, dont, suivant M. Glangeaud, il ne reste plus que le squelette, sous forme de culot cratérique, de coulées et de filons radiaux de la profondeur, déchaussés par l'érosion.

---

(1) PH. GLANGEAUD. — *Les régions volcaniques du Puy-de-Dôme.*

4. « Le puy Saint-Sandoux est la colline la plus élevée de la Limagne (altitude 843 mètres) et la plus remarquable au point de vue pétrographique. Elle est extrêmement complexe, en raison du bouleversement profond que les éruptions de roches variées ont produit, en maints endroits, au milieu des couches oligocènes qui sont parfois redressées jusqu'à la verticale. » Il en résulte que sa topographie est assez tourmentée ; mais on y trouve, à la partie supérieure, une cavité cratériforme dont le centre est occupé par un petit lac, assez significatif.

5. Enfin, pour terminer cette série d'exemples, le plateau basaltique de Pradines. C'est une coulée horizontale de 20 à 30 mètres de hauteur, reposant sur des alluvions, sectionnée par l'érosion sur une partie de son pourtour, comme celle du plateau de Gergovie ; elle surplombe l'Allier actuel de 230 mètres environ.

Il existe aussi dans la Limagne quelques volcans intéressants moins anciens dont l'un au moins, le puy de Corent, possède un cône de scories avec cratère égueulé ; mais en ce qui concerne ces formes mieux conservées, et surtout les volcans quaternaires, dont la Limagne offre aussi quelques spécimens, la Chaîne des Puys va nous fournir une ample collection d'appareils d'une grande fraîcheur, parmi lesquels nous n'aurons que l'embarras du choix.

Chaîne des Puys (Monts Dômes). — Cette chaîne, orientée du Nord au Sud d'une façon générale, parallèle aux grandes fractures de la Sioule et à celle qui met le terrain archéen en contact avec les sédiments tertiaires du synclinal de la Limagne, correspond évidemment aussi au jeu des failles et à leur réouverture. Elle est installée sur le bombement anticlinal, mais non pas tout à fait sur la *clef de voûte.*

Il y a quelques années déjà, M. Glangeaud écrivait, dans une première étude d'ensemble :

« A l'Est de la série des Monts Dômes court une bande de terrains cristallins, plus élevée d'environ 100 mètres que la base des volcans et échancrée d'un certain nombre d'entailles Est-Ouest, faites par l'érosion et se prolongeant par des vallons profonds jusque dans la Limagne. La chaîne éruptive des puys n'est donc pas installée, comme on l'a dit, sur la partie la plus élevée de la région cristalline séparant la Limagne de la vallée de la Sioule, mais à l'Ouest, et en général assez au-dessous de ce faîte. Cette disposition permet de comprendre pourquoi les matières fondues se sont épanchées largement vers l'Ouest, où rien ne venait les arrêter et où elles forment du Nord au Sud comme une vaste nappe longue de 30 kilomètres de coulées de nature variée et coalescentes, tandis qu'elles n'ont pu se diriger vers l'Est que grâce aux *échancrures*, aux vallées entaillées dans la partie cristalline axiale...

» Il semble bien que le socle cristallin a été découpé de la même façon que la Limagne en une série de gradins dont l'ensemble figurait un pli anticlinal morcelé, tandis que la Limagne pourrait être considérée comme un grand pli synclinal. La série volcanique des puys serait sur un de ces gradins, au pied d'un voussoir surélevé. Le tassement des voussoirs les uns par rapport aux autres dut contribuer, dans une assez large mesure, à la sortie des matières fondues (1). »

Comme nous l'avons vu pour les régions de la Limagne et de la Sioule, cette première opinion de M. Glangeaud a été entièrement confirmée par ses études ultérieures.

Les volcans sont alignés par groupes : « Au point de vue de la forme, on doit distinguer les volcans *domitiques* qui sont les plus anciens, des autres volcans, généralement à *cratères*, qui sont bien conservés... Ces volcans, constitués par une roche acide, très poreuse, appelée *domite*, et des scories, sont les ruines de volcans pliocènes. Ils possédaient un cratère, comme les volcans quaternaires, et certains sont constitués par des alternances de coulées et de couches de scories (Chaudron). Le Puy-de-Dôme comprend une cheminée remplie de lave domitique compacte, flanquée de projections domitiques (1). »

Le **N° 251**, extrait de la feuille de Clermont au 200.000e, montre bien les dispositions générales de la chaîne des puys, sa direction parallèle aux lignes qui révèlent l'orientation des grandes fractures. Nous allons maintenant en étudier le détail.

A défaut de levés nouveaux, il eût été désirable de pouvoir donner ici quelques reproductions des minutes de la feuille de Clermont, au 40.000e, plus expressives que la carte gravée. Malheureusement, ces minutes sont recouvertes de teintes tellement foncées, et le papier lui-même a tellement noirci avec le temps, qu'il est difficile d'en obtenir une phototypie passable. Le **N° 252**, extrait de la carte au 80.000e, qui se raccorde à l'Ouest avec le **N° 247**, et le **N° 253**, contiennent à peu près toute la topographie de la chaîne des puys.

On trouve d'abord, comme accidents particulièrement remarquables, au Nord de la route de Volvic à Pontgibaud (**N° 252**), trois cratères à peu près intacts : Les puys de Lespinasse, de Tressoux et de la Nugère. Ce dernier est le plus important des trois ; son cône a plus de 200 mètres de hauteur et la profondeur de son cratère est de 82 mètres. On voit au sommet la lave compacte en fragments. Les coulées, très bien indiquées sur les minutes de la carte et reproduites sur la gravure au 80.000e, où elles sont figurées par

---

(1) PH. GLANGEAUD. — *Esquisse géologique du massif du Mont-Dore et de la Chaîne des Puys*, 1904.

une convention spéciale toutes les fois qu'elles sont nettement distinctes, s'étendent à l'Est jusqu'à Volvic, et se confondent à l'Ouest et au Sud en une seule nappe avec les coulées issues des cratères voisins. Ce sont des nappes de basalte, et, sur les cônes, des projections basaltiques pour les deux premiers cratères ; pour le troisième (puy de la Nugère), ce sont des projections andésitiques et une coulée d'andésite vers Volvic. Cette dernière lave est poreuse et contient du fer en lames ; elle est exploitée sur une partie de la coulée, qui s'est épanchée par-dessus des coulées de basalte plus anciennes.

Dans l'angle formé par les routes de Pontgibaud à Volvic et de Pontgibaud à Clermont, on rencontre d'abord le puy de Louchadière, dont le cône mesure environ 300 mètres de hauteur. Le cratère est circulaire ; il a 700 mètres de diamètre au bord, et une profondeur de 148 mètres. Il est ébréché au Sud-Ouest par les coulées de lave, qui se sont avancées jusqu'au delà de Pontgibaud dans la vallée de la Sioule, sur une longueur de près de 8 kilomètres, recouvrant des nappes de basalte plus anciennes. On en a même trouvé des blocs jusque près des mines de Barberot, à 4 kilomètres au delà. Cette lave, poreuse avec lamelles de fer, est composée de coulées de basalte dans le voisinage du cratère et de longues coulées de labradorite.

Un peu au Sud-Est du puy de Louchadière sont ceux de Jumes et de la Coquille, tous deux à cratères circulaires très réguliers. Les cônes et leurs environs sont constitués par des projections basaltiques et trachytiques et par des coulées de basalte. La lave du puy de Jumes est poreuse et scoriacée ; celle du puy de la Coquille est compacte.

Dans le prolongement de la ligne qui joint ces deux volcans, au Sud, s'élève le puy de Chopine, dont le cratère est beaucoup moins régulier. La topographie de la montagne est remarquable par les profondes déchirures qui la divisent. On y observe la disposition suivante : Le centre est occupé par un sommet, auquel on donne plus particulièrement le nom de puy de Chopine, qui n'est pas exclusivement volcanique, et présente, entre autres, des roches granitiques et feldspathiques schisteuses. Il est entouré par un cratère découpé en segments assez peu marqué du côté du Nord, mais très bien dessiné au Sud, où il porte le nom de montagne des Gouttes. La montagne des Gouttes enveloppe le puy de Chopine, auquel elle présente une face concave divisée en deux segments à peu près égaux. Dans la gorge qui sépare ces deux morceaux du cratère, on aperçoit deux ou trois petits cratères adventifs de quelques mètres de profondeur. Une petite nappe d'eau comprise entre les bords du cratère et le massif central témoigne qu'il existe à cet endroit d'autres roches que les matières volcaniques poreuses. Il n'est pas douteux que le centre de ce cratère a été comblé par un épanchement cristallin d'un caractère tout différent des éruptions volcaniques proprement dites. Selon la division proposée par Credner des volcans en *homogènes* et *stratifiés* (1), la dénomination de volcans homogènes étant réservée aux épanchements en forme de cloche, aux dômes, aux nappes d'origine éruptive qui manquent de cratère et dont le canal d'éruption est rempli et fermé, on pourrait voir dans la contexture du puy de Chopine un volcan *mixte*, ayant le cône de débris des volcans stratifiés, et au centre du cratère le dôme des volcans homogènes.

Entre la route de Pontgibaud à Clermont et celle de Clermont à Rochefort, se trouvent les volcans les plus importants et les plus remarquables de la chaîne des Monts Dômes. Ils sont placés sur deux rangs.

(1) Credner. — *Traité de Géologie*, 1879.

La ligne occidentale commence par le puy de Côme, à deux cratères emboîtés, dont l'un, le plus à l'Ouest, est profond de 76 mètres. Brongniart avait donné à sa lave poreuse le nom de *basanite lavique feldspathique ;* elle figure sous les noms de *projection labradorique* et *labradorite* pour les coulées, sur la carte géologique détaillée (feuille de Clermont). Ces coulées ne sont pas épanchées par le haut, mais bien par les flancs et la base du cône. Ce sont les plus étendues de la région, elles s'avancent vers l'Ouest en couvrant une surface de 8 kilomètres de long sur 2 de large pour chacune d'elles ; car elles se sont partagées à quelque distance du cône et sont allées ensuite en divergeant. Le courant Nord-Ouest s'est avancé sur Pontgibaud, où il s'est mêlé à la lave de Louchadière, pour envahir avec elle la vallée de la Sioule (**N° 247**) ; le courant Sud-Ouest, se mêlant peut-être à une autre émission de lave issue du puy Balmet, très voisin du puy de Côme, est descendu directement sur un petit affluent de la Sioule, dont il a comblé la vallée sur deux kilomètres de longueur, entre la Gardette et Mazayes.

Il est évident que des coulées aussi considérables ont profondément modifié la topographie du pays. Tout le massif primitif, entre le puy de Côme et la Sioule, se trouve empâté par la lave, qui a tout nivelé en obstruant les thalwegs. Suivant des études déjà anciennes (1), la Sioule, avant les éruptions qui ont produit les épanchements de lave, passait par Olby, La Gardette et Mazayes; sa vallée à moitié remplie par la lave est encore parfaitement marquée. La Miouse, ou rivière de Monges, suivait la vallée actuelle jusqu'à son confluent avec la Sioule en aval de Saint-Pierre-le-Chastel. Le thalweg de la Sioule s'étant trouvé obstrué en amont de Mazayes, les eaux formèrent un lac au-dessus de la Gardette, où il existe toujours un étang dont la pente est dirigée vers la lave ; puis elles trouvèrent à se frayer un passage à travers les terrains à l'Ouest d'Olby, qu'elles ont détrempés et où elles ont creusé des excavations. Il n'est resté du lit primitif de la Sioule que la partie en aval de Mazayes. Plus loin, la coulée de lave qui a rencontré la vallée de la Sioule à Pontgibaud a dû intercepter également le cours d'eau, qui a continué sa route en s'infiltrant sous les matières éruptives pour reparaître au delà, jusqu'à ce qu'il soit parvenu à creuser dans la lave et dans l'ancienne berge occidentale un canal suffisant pour son écoulement à ciel ouvert. Les alluvions qui remplissent la vallée en amont de Pontgibaud, et qui n'existent pas en aval, témoignent que les choses se sont passées ainsi.

Le puy de Pariou (**N° 252**), très voisin de la route de Clermont à Pontgibaud, est séparé par cette route du puy des Goules, dont le cratère, peu profond et parfaitement régulier, contient des blocs de trachyte. Le puy de Pariou offre deux cratères emboîtés, bien distincts. Le plus grand paraît envelopper la montagne du côté Nord-Ouest, comme une ceinture qui atteindrait la moitié de sa hauteur; c'est le premier cratère d'où la coulée de lave est sortie, et le cône régulier qui s'élève au milieu a été formé par les débris autour du débouché de la cheminée, postérieurement à l'épanchement de la lave (2). Celle-ci s'est écoulée du côté du puy des Goules, c'est-à-dire vers le Nord, en rompant le cratère, et a changé presqu'aussitôt de direction pour couler vers l'Est. La brèche de l'ancien cratère est très nettement marquée. Nous retrouvons ici, en petit, l'appareil du Vésuve. Le cône et ses environs sont composés de débris de trachytes et

---

(1) De Montlosier. — *Essai sur la théorie des volcans d'Auvergne*, 1802.

(2) H. Lecoq. — *Description du volcan de Pariou*, 1833.

d'andésites, qui rejoignent ceux du puy de Côme. La lave est andésitique ; elle présente des ondulations et un grand nombre de monticules de scories, qui s'abaissent graduellement en s'éloignant du cratère. Vers le Sud et le Sud-Est, le bord du cratère primitif se confond avec la pente du cône intérieur, en une surface uniforme dont le pied touche la base des autres volcans plus au Sud, le Clierzou et le Petit-Suchet. Le cône intérieur n'a donné issue à aucune éruption. Il s'élève à 114 mètres au-dessus de la route de Clermont, au col des Goules. Sa pente est partout sensiblement égale et se tient à 35 degrés, talus d'équilibre des débris qui le composent. Le diamètre du cratère supérieur est de 310 mètres et sa profondeur de 93 mètres. Il est circulaire et c'est un des mieux construits qu'on puisse voir ; aucune roche, aucun ravin ne dérange sa régularité. Le bord Sud, où se trouve le point culminant, est plus élevé de 22 mètres que le bord Nord.

La lave de Pariou, après avoir rempli le col des Goules, s'étend en grande nappe le long de la route de Clermont, qui la traverse. On la voit se diriger vers Durtol ; mais un peu avant d'atteindre ce village elle disparaît sous des sables volcaniques ; on peut la suivre sur un parcours de 6 kilomètres. Plus loin, au delà de Durtol, les pluies d'orage ont creusé un profond ravin, et dans la coupe ainsi faite on retrouve la lave qui repose sur une couche de cendres et s'étend jusqu'à Nohanent (**Nos 252** et **250-2**). Une carrière ouverte entre Durtol et le hameau de Villars, dans une branche de la coulée qui se dirige sur Chamalières, creusée de manière à atteindre le sol naturel, a permis de constater qu'il existe au-dessous de la lave des cavités de hauteur variable, au fond desquelles coule un ruisseau qui probablement les a creusées. Toutes les coulées de lave de l'Auvergne recouvrent d'ailleurs ainsi des ruisseaux qui existaient avant les éruptions. Comme elles sont toujours très poreuses, on ne trouve jamais d'eau à leur surface, et les pluies alimentent, en les traversant, les thalwegs qu'elles cachent. La lave andésitique de Pariou possède une pente de 6 à 7 centimètres par mètre ; son écoulement a donc été celui d'une matière visqueuse, beaucoup moins facile que celui des laves basaltiques.

D'après la disposition des coulées, il paraît probable que celles de basalte sont les plus anciennes ; car, dans le cas où deux coulées sont superposées, c'est ordinairement la coulée de basalte qui supporte l'autre. On en conclut que le même volcan a pu, suivant les époques, fournir des laves différentes, et que les volcans de Pariou, de Côme et de La Nugère doivent être les plus rapprochés de l'époque actuelle.

La montagne la plus élevée du groupe est le puy de Dôme ; il atteint 1.468 mètres. Il n'a ni coulées de lave, ni cratère topographiquement reconnaissable. D'après l'opinion de Montlosier, qui y a reconnu des vestiges de cratère sur le pourtour, le sommet serait analogue au puy de Chopine, mais la masse centrale aurait été plus abondante au puy de Dôme. Cette masse, toutefois, est bien volcanique ; elle est formée de trachyte, et on se trouve évidemment ici en présence d'un cratère obstrué par un épanchement en dôme, très épais, qui ne s'est pas répandu. Plusieurs autres puys, parmi ceux de médiocre importance, présentent la même disposition, et nous avons vu d'autre part qu'elle est habituelle dans les volcans miocènes démantelés.

Immédiatement au Nord du puy de Dôme s'élève le petit puy de Dôme, avec le petit cratère régulier dénommé Nid-de-la-Poule. Cet ensemble est bordé, à l'Ouest et au Sud, par le petit et le grand Sault, la Besace, le puy de Manson, le puy Salomon, d'où s'échappent vers l'Ouest des coulées de lave qui se joignent toutes en une seule grande

nappe reliée aux coulées de Balmet et du puy de Côme. Toute cette région est formée de débris trachytiques et basaltiques mélangés.

Plus au Sud, on remarque le puy de Monchier et le puy de Barme (**N° 253**). Le premier a quatre cratères juxtaposés, bien conservés, dont le plus important, celui du Nord, a 104 mètres de profondeur. Le puy de Barme a trois cratères, dont le plus grand est profond de 44 mètres ; toujours composés, ainsi que tout le terrain environnant, de débris de trachyte et de basalte.

Au Sud de la route de Clermont à Rochefort se rencontrent encore plusieurs volcans d'importance secondaire : le puy de Laschamp, dont le cratère, en partie effacé, est ouvert du côté Nord ; le puy de Mercœur, petit cratère formé de lave poreuse et scorifiée; le puy de Lassolas, cratère ouvert du côté Sud, composé de laves poreuses, de scories diverses, de pouzzolane. Un peu au Sud de ce dernier se trouve le puy de la Vache, dont le cratère, profond de 153 mètres, est également échancré au Sud. De ces deux dernières ouvertures est sorti un courant de basalte très considérable, dirigé d'abord vers le Sud, jusque contre la base du cône du puy de Vichatel qu'il a enveloppé. Les laves ont ensuite gagné la vallée d'Aydat et de Saint-Saturnin, qu'elles ont suivie jusqu'à Saint-Amand-Tallende, dérangeant de toutes parts les cours d'eau. Ainsi, contre le puy de Vichatel, une petite branche de la coulée est venue barrer la vallée du ruisseau de Randanne. Il en résulte que, quand les pluies font grossir ce ruisseau, l'eau s'accumule dans la vallée jusque contre la lave et ne s'écoule par-dessous que peu à peu.

Le même fait a été produit aussi par la coulée principale, à 3 kilomètres plus bas ; la lave a intercepté l'écoulement des ruisseaux, qui ont formé, près du village de Verneuge, un petit lac aujourd'hui disparu. Un peu plus loin, la lave a envahi la vallée de la Veyre, qu'elle a barrée. Les eaux ont formé le lac d'Aydat, en s'élevant jusqu'à atteindre le haut de la coulée, par-dessus laquelle elles passent, absorbées d'ailleurs en partie par les fissures. Les mêmes circonstances se rencontrent sur divers points, notamment au-dessous du hameau de la Cassière, sur le flanc gauche de la coulée. Enfin, après avoir dépassé Saint-Saturnin, la lave s'est épanchée dans la vallée de la Monne et a rejeté ce cours d'eau contre la base du puy de Peyronère, sur la rive droite. Ce puy n'est pas un volcan, c'est, comme la montagne de La Serre un peu plus au Nord, un témoin de coulée basaltique superposé à des calcaires tertiaires, dans lesquels la Monne a creusé un profond ravin à parois verticales.

La longueur totale de cette coulée basaltique issue des puys de la Vache et de Lassolas est de 16 kilomètres, et sa largeur dépasse un kilomètre jusqu'au lac d'Aydat. Toute la partie comprise entre les cratères d'origine et ce lac est très clairement représentée sur la carte. Au delà, il est plus difficile de reconnaître la traînée volcanique très étroite qui remplit le fond de la vallée.

La chaîne des monts Dômes se termine à peu de distance au Sud du lac d'Aydat, par quelques derniers cônes moins importants.

L'énumération que nous venons de faire de ces appareils volcaniques est loin d'être complète; nous ne les avons considérés qu'au point de vue des formes topographiques. Au point de vue géologique, l'étude en présenterait un tout autre intérêt et prendrait beaucoup plus d'extension. M. Glangeaud, dans son dernier ouvrage, traite à part la question des volcans de la clef de

voûte de l'anticlinal, très importants, mais topographiquement peu remarquables; ce sont ces petits cônes qui jalonnent une des lignes Nord-Sud, sur les exemples **Nos 252** et **253** (buttes volcaniques de Chatrat, mont Rodeix, etc...). Un chapitre spécial est également consacré aux accidents de la chaîne volcanique miocène du bord cristallin occidental de la Limagne, qui jalonnent la grande fracture, et qu'on trouve sur la carte à divers endroits, par exemple un peu à l'Ouest de Royat, sous la forme de lignes de petits sommets isolés (puy de Charade, etc..., **Nos 252** et **253**).

Les volcans de la région de Clermont-Ferrand ne sont, malgré leur nombre, que des accidents localisés sur une superficie relativement petite ; leurs laves ne recouvrent généralement le terrain *normal* que sur des espaces assez étroits pour qu'on puisse à la rigueur reconstituer à peu près la topographie du sol qu'elles cachent. Il n'en est plus de même pour les autres appareils volcaniques du massif central, pour ceux du Cantal, du Velay et du Vivarais. Par suite de la plus grande ancienneté de ces appareils, contemporains de ceux de la Sioule et de la Limagne, les cratères y sont en grande partie détruits et presque toujours méconnaissables au point de vue de la forme topographique, et les laves s'étendent en nappes de si grandes dimensions qu'il n'est plus possible de les individualiser par les anomalies qu'elles introduisent dans le relief primitif. Ici, les érosions ayant agi pendant de plus longues périodes, les cours d'eau coulent au fond des thalwegs qu'ils se sont creusés dans l'épaisseur des trachytes et des basaltes et où les glaciers ont laissé des traces marquées de leur séjour. Les puissantes masses épanchées à la surface recouvrent une notable partie du plateau central, dans sa moitié orientale. Elles sont postérieures aux dépôts tertiaires, auxquels elles se superposent comme aux terrains cristallins. L'esquisse de la topographie générale de cette région a été faite à grands traits par Burat (1), à une époque antérieure aux connaissances acquises aujourd'hui sur les allures des plis hercyniens dans le massif central.

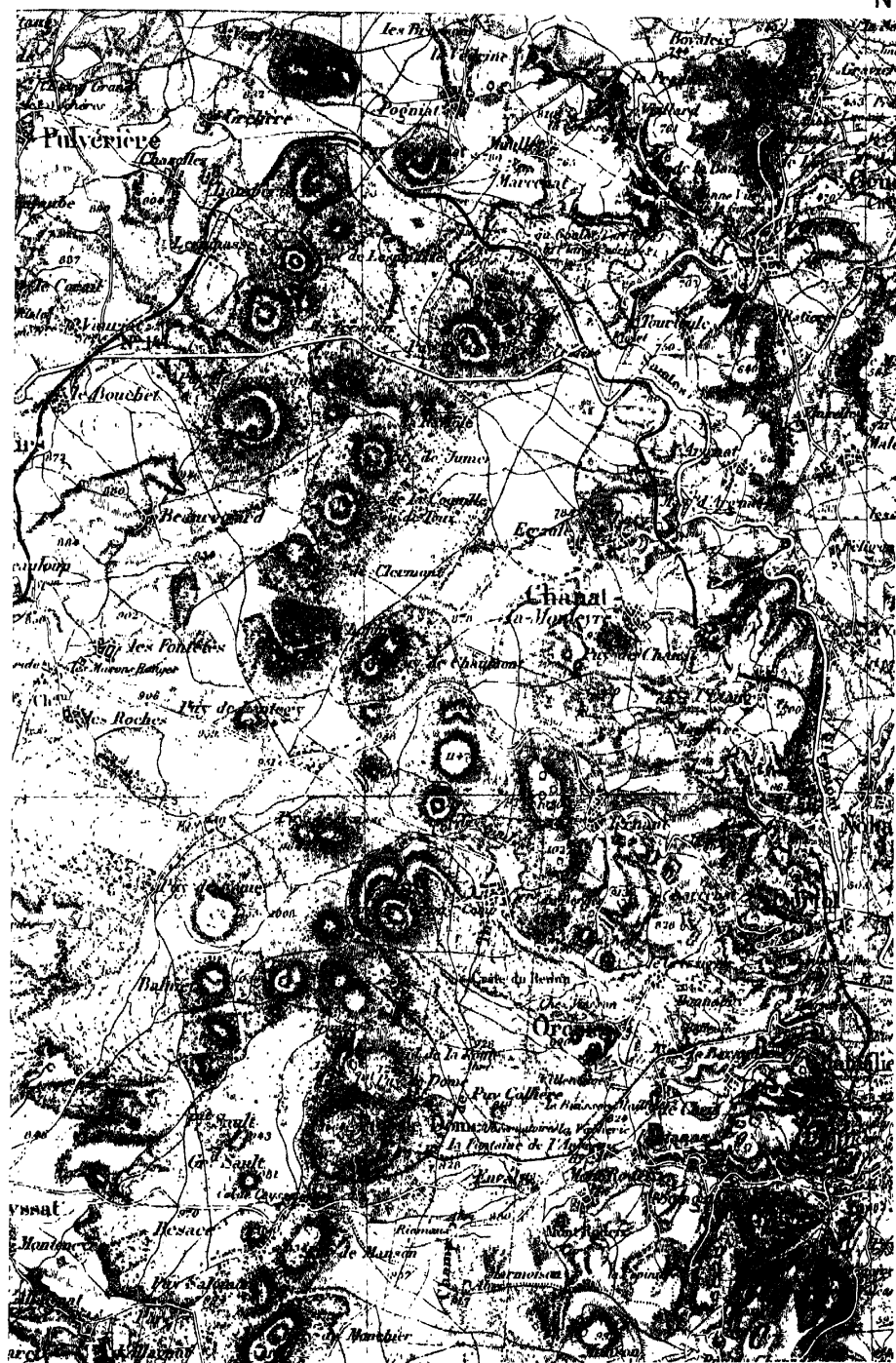
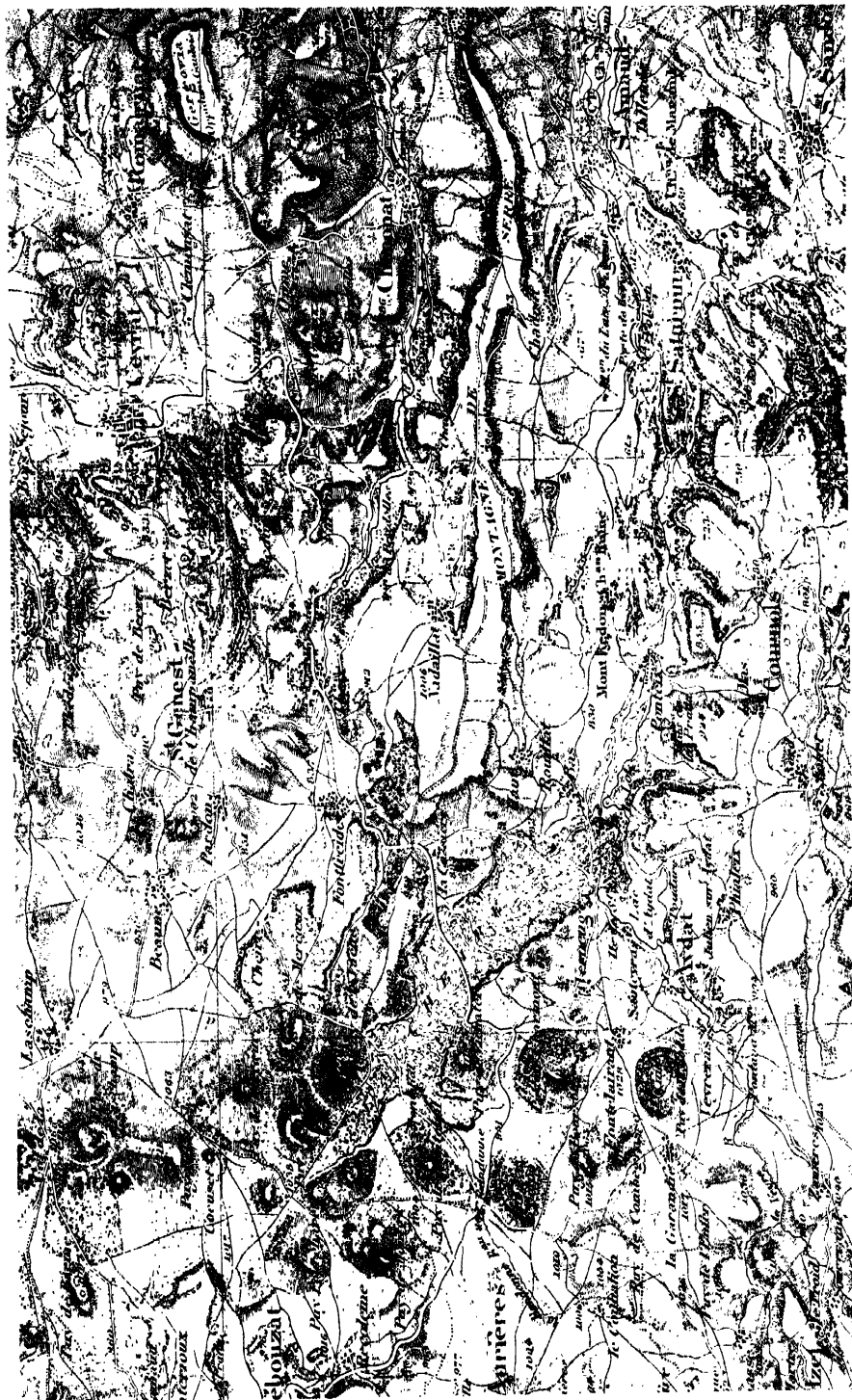
Les centres d'éruption se répartissent sur deux lignes distantes de près de 100 kilomètres. Celle de l'Ouest est dirigée du Nord au Sud ; elle a 110 kilomètres de longueur et comprend, outre les Monts Dômes dont nous venons de parler, les Monts Dores, le Cantal et le massif d'Aubrac, dont la direction incline vers le Sud-Est. Celle de l'Est est formée par la chaîne du Velay, longue de 50 kilomètres. Elle s'étend surtout dans la région du Puy, entre Monistrol et la source de la Loire. Cette chaîne est parallèle à la partie Sud de la précédente.

(1) Burat. — *Description des terrains volcaniques de la France centrale*, 1833.

MASSIF CENTRAL

N° 251

Échelle du 200.000e

Échelle du 80.000ᵉ

MASSIF CENTRAL

Échelle du 80.000e

Échelle du 80.000e

GROUPE DU MONT-DORE

Les sommets volcaniques de ce groupe sont situés à environ 15 kilomètres au Sud de l'extrémité de la Chaîne des Puys, sur le prolongement de la vallée de la Sioule. Le point le plus élevé est le pic de Sancy (1.846 mètres), mais d'autres sommets voisins l'égalent presque en hauteur, notamment le puy Ferrand, qui lui est inférieur d'une trentaine de mètres seulement.

Le soubassement du Mont-Dore est exclusivement granitique; c'est un plateau dont l'altitude varie entre 900 et 1.100 mètres. Il y a donc une épaisseur de plus de 800 mètres, aux sommets, pour la masse des matières volcaniques. Ces matières couvrent 26 kilomètres de largeur de l'Est à l'Ouest. Ici, les roches volcaniques sont très variées et des basaltes sont le dernier terme de la série (1). La topographie est très confuse, en raison même de la diversité des roches, sur lesquelles les effets des érosions de toute nature ont été très différents, et en raison aussi de l'inégale répartition des points sur lesquels les éruptions ont eu lieu.

Lecoq décrit comme il suit l'aspect général de l'ensemble :

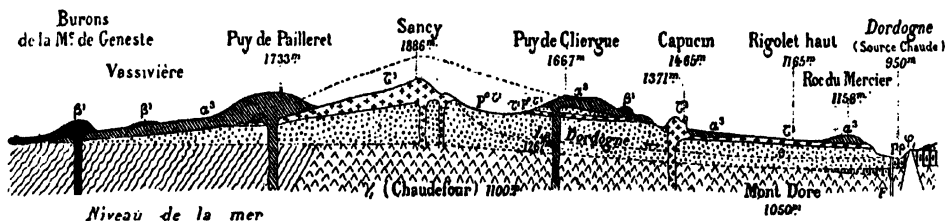
« Des escarpements presque verticaux isolent souvent les pics d'un ou plusieurs côtés, tandis qu'une pelouse uniforme couvre leurs pentes un peu moins escarpées. Les escarpements et les sommets qui les dominent occupent le centre du groupe et autour d'eux le terrain s'abaisse graduellement et se transforme en pentes très douces couvertes de pelouses, qui s'étendent au loin pour se perdre dans la plaine. Mais cet aspect que présentent de loin les Monts Dores n'existe plus quand on en parcourt les flancs ; partout des torrents d'eau vive ont interrompu, par des ravins plus ou moins profonds, la pente primitive et uniforme de ces montagnes. Partout, le sol a été déchiré, les vallées ont été creusées, et leurs débris entraînés par les eaux sont allés témoigner au loin de l'origine volcanique du centre de la France (2). »

Sur une carte topographique d'échelle suffisamment réduite pour permettre d'embrasser sa structure d'un coup d'œil, la nature volcanique de cette région se révèle par l'agencement des vallées. Il ne s'agit pas de

---

(1) BARRÉ. — *L'Architecture du sol de la France.*

(2) LECOQ. — *Coup d'œil sur la structure géologique du groupe des Monts Dores.*

montagnes résultant de plissements et de failles ; on n'y voit pas de crêtes parallèles, pas de direction linéaire dominante. Les vallées et les cours d'eau qui les occupent s'éloignent dans toutes les directions autour d'un centre : Vers le Nord, la Sioule et ses affluents ; vers l'Est, divers affluents de l'Allier ; vers l'Ouest et le Sud, la Dordogne et ses affluents. A cela, on doit présumer, sinon affirmer, qu'il s'agit d'un cône volcanique, si mal conservé que soit aujourd'hui ce cône. Toute la partie centrale, celle du massif montagneux même, appartient aux andésites, trachytes et phonolites ; l'andésite (1) ou le trachyte porphyroïde (2) constitue le Sancy, formant un dyke épais. Les pentes extérieures de ce vaste cône démantelé sont constituées par des coulées de basalte qui s'étendent au loin ; on les distingue en basaltes des plateaux, basaltes des pentes et basaltes des vallées. Toute l'ancienne topographie a disparu sous les nappes épaisses du basalte des plateaux, qui ont été dès leur dépôt entamées et modelées par les érosions. On y trouve de distance en distance quelques cônes de débris, quelques cratères. Pendant l'érosion de ces basaltes, les éruptions ont continué et de nouvelles coulées ont suivi le trajet des vallées en voie de formation. Ce sont les basaltes des pentes, à leur tour coupés et souvent profondément entaillés par les phénomènes érosifs. Ces basaltes, comme ceux des plateaux, offrent des exemples très nets de division en prismes. Enfin, les dernières coulées (basaltes des vallées) ont formé des bandes étroites, des *cheires* scoriacées minces, qui se sont avancées au fond des vallées actuelles. Les éruptions de cette période ont produit des cônes élevés, avec des cratères qui sont encore remarquablement conservés (1). La coupe du massif, donnée par M. Michel Lévy, et

COUPE DU MASSIF DU MONT-DORE (D'APRÈS M. MICHEL LÉVY)

ζ_1, *gneiss* ; γ^1, *granite* ; $P\rho$, *cinérite rhyolitique* ; φ^1, *phonolite inférieure* ; $P^0\tau^1$, *cinérite andésitique*, τ^1, *trachyte porphyroïde* ; α^3, *andésite à hornblende* ; β^1, *basalte des plateaux*.

que nous reproduisons d'après l'ouvrage de MM. Rinne et Pervinquière, reconstitue hypothétiquement le sommet du grand cône, à peu près par le

(1) *Notice explicative de la Carte géologique détaillée.* — Feuille de Brioude.

(2) MICHEL LÉVY. — Coupe donnée par RINNE-PERVINQUIÈRE. *(Étude pratique des roches.)*

prolongement des pentes extérieures actuelles. Elle est bien d'accord avec l'impression que donne le Mont-Dore vu d'un sommet à quelque distance, du Cantal par exemple. Il ressemble, en effet, à un unique cône volcanique dont le cratère serait très large et dentelé et les pentes à peu près uniformes. Sa silhouette vue du Sud est la plus simple qu'offre l'ensemble.

Quant au détail, la dureté des roches et surtout, sans doute, leur disposition à se laisser attaquer suivant des surfaces de retrait, se traduisent par de nombreux escarpements. L'aspect tourmenté des surfaces, l'abondance des lignes d'eau, font voir qu'il ne s'agit pas de calcaires, mais sans révéler positivement le caractère volcanique. Il est bien évident que des nappes de laves étendues sur de vastes surfaces et formant plateaux ne se distinguent plus, topographiquement, d'un plateau constitué par une assise sédimentaire de même solidité et de même perméabilité ; d'ailleurs la nappe de laves, dans ces conditions, est réellement une couche sédimentaire, dont le mode seul de sédimentation diffère de celui d'une couche marine ou lacustre. Les nappes de laves deviennent donc des *terrains*, ayant leurs propriétés spéciales au point de vue des décompositions physiques et chimiques, de la perméabilité, des résistances aux érosions diverses, etc..., et on n'y trouve plus aucune particularité topographique tenant à leur origine éruptive. Cette origine ne peut se révéler, dans le détail, que par l'existence des cônes, des petits cratères adventifs, des dykes, des cavités provenant d'explosions, etc.., qui rompent parfois la régularité des formes et impriment à la surface un aspect tourmenté et en quelque sorte pustuleux, dont la Limagne et la région de la Sioule, considérées dans leur ensemble, nous ont déjà donné l'impression.

Les raisons qui ont déterminé, au centre du grand cône d'ensemble, les origines des vallées actuelles, seraient à rechercher ; car il est difficile d'attribuer la disposition de ces origines de vallées et leurs formes aux effets de l'érosion seule. Si l'on peut invoquer des lignes de fracture comme causes premières de certaines directions des vallées, c'est certes bien lorsqu'il s'agit de volcans, puisque les cheminées volcaniques s'alignent sur des fractures et coïncident avec des croisements de fractures.

La vallée de la Dordogne débute brusquement, par un cirque à parois escarpées de 2.500 mètres de largeur, et ce cirque paraît se trouver à peu près où il faudrait chercher la cheminée centrale du grand cône d'ensemble du volcan, puisque tout autour du Sancy les vallées divergent. Il est donc très admissible que cette vallée profondément creusée dès sa naissance ait pour première raison déterminante un plan d'éruption, c'est-à-dire une fissure. Ensuite, les érosions ont évidemment joué un grand rôle dans la

topographie actuelle. Les ruisseaux tombent de haut, en cascades, dans le cirque, après avoir dessiné au-dessus de la brusque rupture de pente, dans les parties hautes, des ravins à peine marqués. C'est, de toute façon, un cas intéressant de creusement en cirque, par la combinaison de raisons diverses. La vallée se rétrécit en aval; les parois se rapprochent à 1.000 mètres environ l'une de l'autre, tout en restant très escarpées.

La longueur de cette haute vallée de la Dordogne n'est guère que de 7.000 mètres (**N° 254**). Au delà, elle est barrée par le massif du puy Gros, qui domine le fond de plus de 500 mètres, et elle tourne brusquement à gauche, sans qu'il y ait trace bien remarquable de l'attaque de cette barrière par un courant quelconque de glace ou d'eau courante. Cette nouvelle direction, à angle droit sur la première, paraît d'autant mieux répondre à une autre ligne de dislocation qu'elle se prolonge en amont vers l'Est. D'autre part, la première direction de la haute vallée de la Dordogne paraît aussi se prolonger vers le Nord, au delà du massif du puy Gros, par d'autres vallées, tributaires de la Sioule, lesquelles débutent aussi par un cirque escarpé. On conçoit qu'en présence d'un appareil démantelé comme celui du Mont-Dore, qui a été à diverses époques le théâtre de séries d'éruptions de toute nature, et dans lequel les fissures ont dû jouer de diverses manières, avec d'autant plus de probabilité que les éruptions ont été plus violentes, on ne puisse guère avancer que des conjectures. On reconnaît aujourd'hui qu'il n'y avait pas un cratère central unique, mais plutôt une suite de cratères alignés du Nord au Sud, comme dans les monts Dômes, et concordant avec la ligne marquée par le pic de Sancy, celui de Cliergue, le Capucin et le puy Gros. Cette question avait été très discutée autrefois, sans qu'on soit parvenu à proposer une solution acceptée par tous les géologues. Mais il est à remarquer que sur la coupe donnée par M. Michel Lévy (1), dirigée du Nord au Sud, les points d'émission des laves s'alignent précisément comme la haute vallée de la Dordogne : 1° aux burons de la montagne de Geneste, une émission de basalte des plateaux ; 2° au puy de Pailleret, une émission d'andésite ; 3° au Sancy, une de trachyte ; 4° au puy de Cliergue, une nouvelle émission andésitique ; 5° au Capucin, une nouvelle émission de trachyte ; 6° au fond de la vallée de la Dordogne, un pointement de phonolite.

Selon M. Michel Lévy, il y a deux centres principaux d'éruption, l'un situé vers le Sancy, l'autre situé entre la Banne d'Ordanche, la Croix-Morand et le puy de l'Angle. Le massif du Mont-Dore dans son ensemble,

---

(1) Voir page 612.

dit M. Glangeaud (1), se montre sous la forme de deux cônes tangents par leur grande base, entaillés de profondes vallées, qui pénètrent jusqu'au cœur du massif et permettent d'observer sa constitution.

«... Les études géologiques, pétrographiques, orographiques, hydrographiques, etc..., permettent de croire que le massif du Mont-Dore comprend deux centres éruptifs principaux, auxquels on pourrait donner les noms de massif du Sancy, au Sud, et de massif de la Banne d'Ordanche, au Nord. De ces deux centres, qui sont en même temps deux points élevés de la région, partent des coulées de lave qui rayonnent dans tous les sens. Une notable partie des laves issues du second centre ne se retrouvent pas dans le premier. »

En dehors de ces deux volcans principaux, il existe vers l'Est un groupe de points éruptifs accessoires qui ont produit des dykes et des coulées de trachyte, d'andésite et de basalte.

« Les deux centres éruptifs de la Banne d'Ordanche et du Sancy fonctionnaient ensemble ou successivement, en donnant alternativement des pluies de cendres mélangées à des blocs arrachés de la profondeur, qui entrent pour une large part dans la constitution du massif, et des coulées de lave de nature différente. »

« Le basalte, qui est la roche éruptive la plus récente, a disparu du centre du massif, décapité par l'érosion. Il ne forme plus qu'une ceinture autour du groupe montagneux. Cependant, les lambeaux que l'on trouve encore en quelques points élevés, jusqu'à plus de 1.600 mètres, témoignent de son ancienne extension. »

« Il faut faire une mention à part à quelques dykes phonolitiques qui ont percé toutes les roches antérieures aux basaltes et qui se présentent actuellement, sous forme d'énormes pylônes formés par des gerbes de prismes (2). »

M. Glangeaud, comme M. Boule, reconnaît les traces d'anciens glaciers dans les vallées de la Dordogne, de Chaudefour, etc... Ce sont des buttes cristallines moutonnées, striées, unies et polies, surtout sur le flanc Ouest du massif, ainsi que des restes de moraines, quelquefois cependant contestés comme tels.

Le programme autographié à Clermont, sans date, d'une excursion géographique et géologique, dirigée par MM. Vélain et Glangeaud, distingue

(1) Ph. Glangeaud. — *Esquisse géologique du massif du Mont-Dore et de la Chaîne des Puys*, 1904.

(2) Voir pages 575, 576, 590 et 591.

dans le groupe du Mont-Dore *trois* principaux centres éruptifs : le Sancy, la Banne d'Ordanche et l'Aiguiller, soudés l'un à l'autre.

« En dehors de ces centres principaux, il existe un groupe de points éruptifs importants, greffés sur le flanc Est, qui troublent beaucoup la topographie assez régulière des volcans de la Banne d'Ordanche et du Sancy.

» Il faut signaler également l'apparition de dômes de trachyte (puy Gros, Capucin, etc...) qui achèvent de compliquer l'étude de cette région.

» Cet ensemble constitue la majeure partie du massif volcanique. Mais il existe encore, *à la périphérie,* un nombre assez considérable de bouches éruptives, qui augmentent notablement l'étendue de ce qu'on est convenu d'appeler massif du Mont-Dore. »

Le même document signale aussi les dykes phonolitiques (roches Tuilière, Sanadoire et Malleviale).

La stratification est très visible sur les parois escarpées de la haute vallée de la Dordogne ; on y suit très bien la superposition des couches trachytiques et des roches diverses d'agrégation. Ces couches changent fréquemment d'aspect et de composition sur un niveau déterminé, ce qui donne à penser, en effet, que les coulées se sont opérées par plusieurs cratères voisins les uns des autres, même lorsque les traces des cheminées sont invisibles.

Parmi les cratères adventifs bien conservés et présentant un intérêt topographique, on peut citer le volcan de Montchat, au Sud-Est du Sancy, sur le flanc duquel se trouve le lac Pavin (**N° 255**), cratère-lac circulaire, ancien cratère d'explosion conjugué avec le cratère même du volcan.

Le lac de Monteineyre (**N° 255**), à quelques kilomètres plus au Sud, n'a pas la même origine ; il est produit par le barrage que crée en travers d'une vallée le cône du volcan du même nom. On peut remarquer, du reste, que le lac de Monteineyre, qui n'est pas circulaire, ne possède pas le bourrelet caractéristique des cratères-lacs comme le lac Pavin.

Ces cratères-lacs sont sur de petites dimensions du même type que ceux qui figurent sous les **Nos 243** à **246**. Leurs bords sont escarpés, ils ont un pourtour peu profond, une sorte de marge étroite, après laquelle la pente est abrupte, atteignant de suite la presque totalité de la profondeur. Le fond est plat, comme à l'ordinaire.

Un autre cratère-lac, d'où sort une des branches de la Sioule, est celui de Servière, que l'on voit dans la partie Nord de l'exemple **N° 254** ; c'est un cratère d'explosion situé dans le basalte, au pied du puy de Comperet. On en trouve, dans la région du Mont-Dore, plusieurs autres, tels que le lac Chauvet, au Sud du Sancy, et plus loin le *lac d'en haut*, près du village de

la Godivelle (**N° 255**). Tous possèdent les mêmes caractères. Ils sont pour ainsi dire un critérium de la topographie volcanique lorsqu'on les rencontre ; mais ils n'existent pas dans toutes les régions éruptives.

Les dykes, les dents et aiguilles de phonolite et autres roches dures, qui rompent l'harmonie des lignes du terrain, surgissant tout à coup sans cause apparente dans une topographie calme, sont aussi très caractéristiques des régions volcaniques. Les roches Tuilière et Sanadoire, au Nord du massif du puy Gros et du lac de Guéry, en sont de beaux exemples. Mais si ces détails frappent sur le terrain, ils n'occupent sur une carte topographique qu'une place très minime, et ne prennent guère de valeur que sur des levés à grande échelle, où ils ne peuvent même pas être figurés de manière à rendre un compte suffisant de leur aspect. Il faudrait, pour définir ces objets en plan et y distinguer leurs sommets aigus et leurs surfaces lisses, plutôt arrondies, résultant de leur mode de surrection, des dessins spéciaux, dans des proportions qui n'appartiennent plus à la topographie proprement dite.

Les eaux courantes de la région peuvent se diviser en deux catégories :

1° Celles qui sortent des roches imperméables, dont les trachytes sont le type. Les sources, nombreuses et limpides, sont ordinairement d'un assez faible débit. L'eau pénètre dans la masse rocheuse uniquement par les fissures, remplit les interstices, et vient suinter à la partie inférieure au milieu d'une végétation abondante, dont elle favorise beaucoup le développement. Le volume de ces sources varie très vite avec le régime des pluies.

2° Celles qui sortent des roches perméables dont le type est le basalte. Les sources sont peu nombreuses, mais elles sont fraîches, abondantes et d'une limpidité remarquable. Leur débit, naturellement, varie moins avec les pluies; elles se rapprochent des conditions habituelles des sources des terrains perméables. L'eau pénètre dans la masse des matières poreuses ainsi que dans les plans de retrait, circule sous la lave dans les thalwegs du granite, et apparaît au jour à l'extrémité des coulées. Les sources des laves les moins anciennes sont les plus belles.

Il résulte de ceci que les trachytes occupant le centre et la partie la plus élevée de l'ensemble, les ruisseaux qui rayonnent en s'éloignant du Mont-Dore sont très ramifiés dans leur cours supérieur, tandis qu'il reçoivent peu d'affluents plus bas, dans la traversée des basaltes; ces derniers laissent très souvent échapper l'eau sur leur tranche. Toutes les fois que les coulées basaltiques recouvrent des terrains argileux, les meilleures condi-

tions se trouvent remplies pour la formation des nappes souterraines et les sources apparaissent abondantes sur les flancs des vallées, aux affleurements du contact du basalte et de l'argile. C'est pour cette raison que beaucoup de villages sont construits sur l'argile, au pied des basaltes (1).

Les ruisseaux sont généralement nombreux, comme dans les terrains imperméables; mais, en même temps les formes des versants sont fermes, souvent convexes, et même aussi escarpées que dans les dolomies et les grès les plus durs. Le fond des vallées n'est pas plat, à quelques rares exceptions qui se justifient par des raisons locales, notamment lorsque les eaux et les alluvions ont été arrêtées par un barrage volcanique, cône ou coulée. Dans la grande majorité des petites vallées, le fond est le plus souvent réduit au lit du cours d'eau, qui occupe la ligne d'intersection des deux versants. S'il y a quelques élargissements vers le haut des thalwegs, ils sont en prairies humides et tourbeuses. Le tracé des vallées présente souvent des coudes brusques; les thalwegs dessinent des lignes brisées, très irrégulières. Même sur leurs éléments rectilignes, les ruisseaux se brisent ou serpentent, parce que les obstacles locaux, les différences de résistance de leurs berges, les obligent à des détours.

Le débit assez faible de ces ruisseaux est insuffisant pour modifier les directions de leurs lits, eu égard au degré de solidité des roches volcaniques, et comme le fond est de même nature que les berges, les inégalités qui existent en plan se répètent aussi, dans une certaine mesure, sur le profil. On y trouve donc des rapides, des cascades et des chutes, que l'érosion ne peut faire disparaître que très lentement. Aucun de ces ruisseaux ne peut être classé dans la catégorie du cours d'eau *à fond mobile*, et comme ils ne déplacent presque pas de matériaux solides, ils restent limpides la plupart du temps.

Les masses poreuses et résistantes ont les caractères topographiques des terrains perméables; les masses non poreuses, mais fissurées, ont l'humidité des terrains imperméables et se rapprochent des caractères des terrains cristallins.

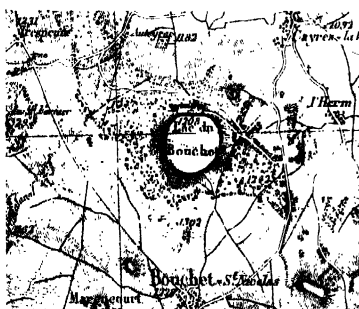
Il nous reste à voir maintenant comment ces divers caractères s'appliquent aux autres régions volcaniques du massif central.

---

(1) Lecoq. — *L'eau sur le plateau central de la France*, 1871.

MASSIF CENTRAL

N° 1

N° 2

N° 3

N° 6

Échelle du 80.000e

MASSIF CENTRAL

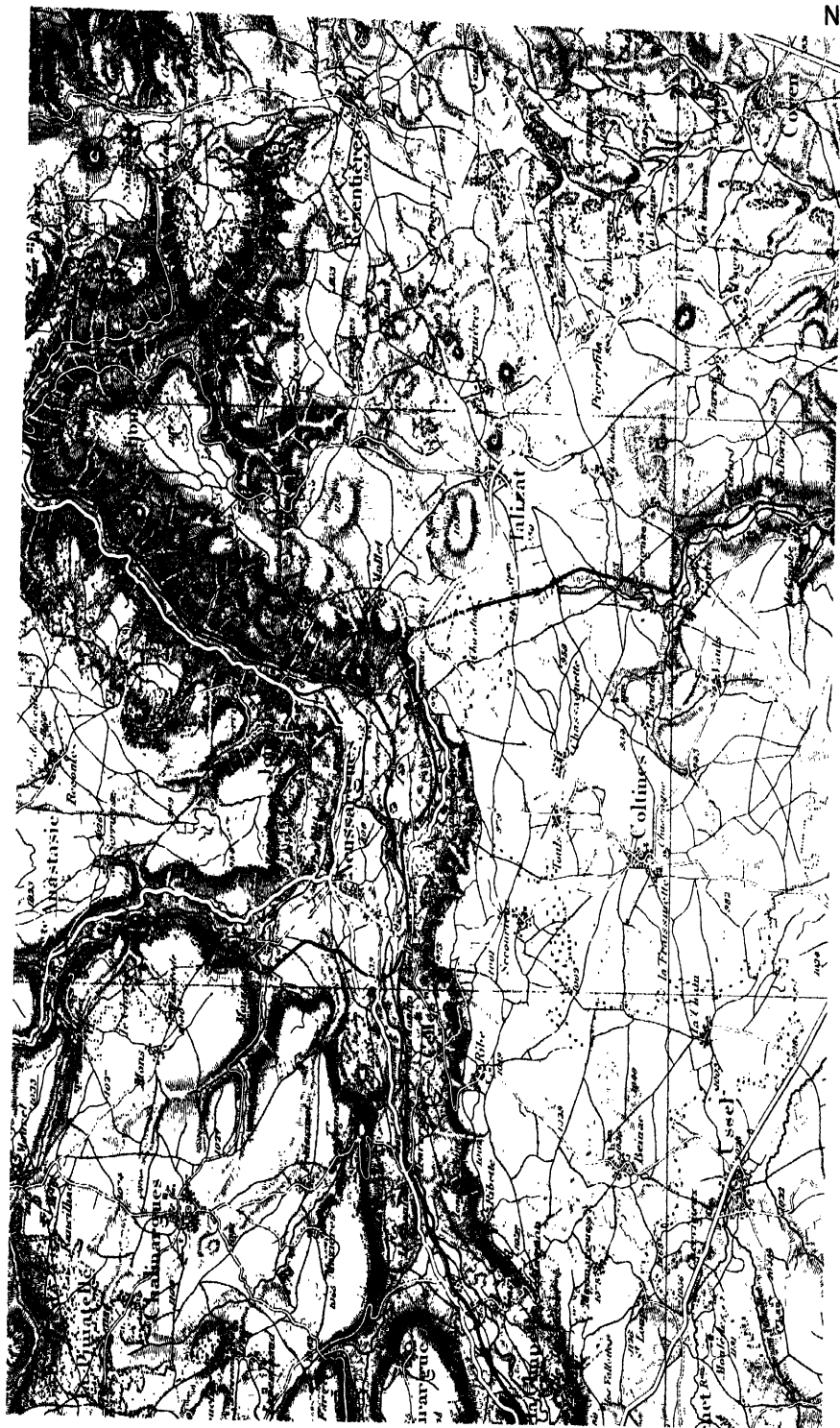
Échelle du 200.000e

ASS NTRA

Anastasie
Chalinargues
Neussargues
Rezentières
Talizat
Coltines
Ussel
Coren
Pierrefite
Chassagnette
Mons
Mallet

Échelle du 80.000e

N° 257

MASSIF CENTRAL

Échelle du 80.000e

GROUPE DU CANTAL

L'appareil volcanique du Cantal est beaucoup plus étendu que celui du Mont-Dore ; son diamètre dépasse 70 kilomètres. Il est également superposé aux masses cristallines et aux formations tertiaires ; celles-ci vers le Sud. Un coup d'œil jeté sur une carte topographique d'ensemble suffit pour en faire reconnaître la nature. La partie centrale, occupée par les sommets, est très accidentée ; des vallées profondément encaissées y prennent naissance et s'en éloignent en divergeant. C'est la même disposition qu'au Mont-Dore, mais encore plus nettement accusée. Les points élevés appartiennent aux éruptions d'andésite et de phonolite, recouvertes même parfois jusqu'aux sommets actuels par le basalte des plateaux. Toute la masse est stratifiée. Les couches sont très variées d'aspect et de composition ; ce sont surtout des trachytes alternant avec des brèches et des conglomérats, c'est-à-dire des couches de débris projetés injectées et recouvertes d'épanchements fluides. Les altitudes des sommets actuels, ruines du cône ancien, varient entre 1.400 et 1.858 mètres, hauteur du Plomb-du-Cantal. Les pentes extérieures sont moins rapides qu'au Mont-Dore et le profil général plus aplati. Les roches sont les mêmes. Les conglomérats trachytiques et andésitiques prennent un développement considérable, avec des compositions diverses ; le volume des blocs qu'ils contiennent est très variable. Ce sont ces conglomérats, et surtout les brèches andésitiques, souvent recouvertes par les coulées de basalte, qui forment la grande masse du cône aplati. Les basaltes recouvrent les brèches jusqu'au centre, et même y pénètrent sous forme de filons ; le Plomb-du-Cantal n'est qu'un dyke basaltique (1). Les coulées de basalte se sont étendues à grande distance ; dépassant les limites des roches andésitiques, elles recouvrent au loin le socle cristallin et les sédiments tertiaires. Les bouches de sortie de cette lave ne se reconnaissent qu'aux amas épais de roche massive laissés en saillie par les dénudations. « Le basalte ne s'est point répandu en nappes uniformes, mais bien en coulées de largeur très limitée, qui se sont juxtaposées ou superposées en laissant entre elles des lits de scories (2). » Cette juxtaposition de coulées

---

(1) Burat — *Terrains volcaniques de la France centrale.*

(2) *Notice explicative de la Carte géologique détaillée.* — Feuille d'Aurillac.

s'opérant sur une vaste surface, il en résulte qu'il n'existe qu'une seule large zone de basalte, continue, abstraction faite des coupures des grandes vallées, et ce terrain basaltique est assez homogène pour que les caractères topographiques y soient constants. « Dans les gros dykes et dans les coulées épaisses de basalte, la division en colonnes prismatiques est fréquente. Les orgues de Murat et de Saint-Flour sont connues depuis longtemps comme exemples remarquables de cette disposition (1). »

Les formes des roches trachitiques et andésitiques qui constituent les sommets sont massives et irrégulières ; elles ne semblent obéir à aucune loi. Chacune de leurs masses montre sur les escarpements, c'est-à-dire sur la tranche, les alternances des couches stratifiées, très visibles en beaucoup d'endroits ; la structure est la même qu'au Mont-Dore. Les filons qui injectent les strates sont très nombreux ; généralement plus durs et résistant mieux aux érosions que les masses stratifiées, ils se dressent en sommets et en dykes dont la direction se rapproche de la verticale. Ces filons ont entre eux des parallélismes qui proviennent sans doute des orientations des systèmes de fissures dont ils ont profité. Les phonolites, concentrées surtout au puy Griou, s'y élèvent en pics aigus. Chaque pyramide de phonolite est indépendante des voisines. Elles se ressemblent toujours par leur forme en pain de sucre, comme celle de la roche Tuilière, au Mont-Dore. Mais, nous l'avons dit, ces formes, qui donnent des silhouettes très typiques, ne se traduisent guère en projection horizontale.

« Toutes les personnes familiarisées avec les paysages auvergnats, dit M. Boule (2), ne pourront s'empêcher de rapprocher le puy de Griou, dans le Cantal, de l'Aiguille de la montagne Pelée. L'un et l'autre s'élèvent de la même manière au milieu d'une caldera. L'un et l'autre présentent de grands escarpements verticaux.

» Ces ressemblances ne sauraient être considérées comme suffisantes pour conclure à une identité d'origine. Mais une autre montagne phonolitique du Cantal, beaucoup moins connue que le puy de Griou, nous offre quelque chose de plus. Le roc d'Ouzière, ou Roche Blanche, situé dans la haute vallée de la Mars, non loin du puy Mary, présente les plus beaux escarpements de la haute Auvergne. La paroi verticale, tournée vers la vallée, formant un à-pic de 300 mètres de hauteur, est remarquable par sa surface cylindrique, arrondie, lisse, comme striée ou cannelée verticalement et

(1) *Notice explicative de la Carte géologique détaillée.* — Feuille de Saint-Flour.

(2) Marcellin Boule. — La Montagne Pelée et les Volcans d'Auvergne. (*La Géographie*, 1905.)

rappelant ainsi l'apparence de l'aiguille andésitique de la montagne Pelée vue par son flanc oriental.

» En résumé, je suis convaincu que si les phonolites sont parfois arrivées au jour avec une fluidité suffisante pour leur permettre de former d'épaisses coulées, dans la plupart des cas elles sont sorties dans un tel état de viscosité, qu'elles ont dû s'accumuler simplement autour des orifices d'explosion et produire des reliefs en forme de cônes ou de dômes. Quand ils avaient acquis une certaine hauteur, ces reliefs s'écroulaient et donnaient naissance à des éboulis de blocs, dont la chute avait lieu souvent avant qu'ils ne fussent complètement refroidis. Il a même pu arriver que des poussées de bas en haut, s'exerçant sur un magma solidifié, aient fait surgir d'une ouverture rigide des masses rocheuses énormes. »

Les vallées principales ont leur origine au centre du massif et rayonnent tout autour. Elles prennent naissance par des cirques semblables à celui de la source de la Dordogne, tellement profonds, abrupts et voisins les uns des autres, qu'en certains endroits les hauteurs qui les séparent sont réduites à de véritables cloisons, n'atteignant point, parfois, cent mètres d'épaisseur à la partie supérieure. Les strates volcaniques dont ces murailles sont composées se correspondent d'un côté à l'autre des vallées, lesquelles sont, par conséquent, d'énormes ouvertures dans la masse de l'ancien cône.

La disposition topographique générale de ces vallées est la suivante (**N° 256**) : Une longue ligne court du Sud-Ouest au Nord-Est, formée par deux vallées très creuses opposées par le sommet : celle de la Cère A B, depuis Arpajon, près d'Aurillac, jusqu'au versant septentrional du Plomb-du-Cantal, et celle de l'Alagnon B C qui la prolonge, passant par Murat et Massiac. Le chemin de fer suit ces deux vallées et traverse en tunnel la cloison qui sépare leurs origines. Cette cloison se rattache au Plomb-du-Cantal, D.

La ligne Cère-Alagnon est doublée au Nord-Ouest par la ligne parallèle Jordanne E F-Santoire F G. Les hautes vallées de la Cère et de la Jordanne sont entourées d'un cercle d'escarpements sur lequel se trouvent, à l'exception du puy Griou, central, tous les principaux sommets du massif (Plomb-du-Cantal, puy Mary, puy Chavaroche, puy Gros). Une étude un peu attentive de la disposition de ces sommets y fait facilement reconnaître, malgré les deux lignes parallèles S.-O.—N.-E qui le divisent en deux moitiés, les restes de l'ancien cône démantelé. Le diamètre du cercle atteint près de 10 kilomètres. La double ligne Cère-Alagnon et Jordanne-Santoire détermine deux grands versants, qui s'inclinent l'un vers le Sud-Est, l'autre vers le Nord-Ouest.

Le versant Sud-Est est peu raviné. A la base du Plomb-du-Cantal commence, au Sud, dans une direction perpendiculaire à la précédente (Cère-Alagnon) une seule vallée, très encaissée aussi, au fond de laquelle coule le Brezons D H, affluent de la Truyère, elle-même affluent du Lot.

Le versant Nord-Ouest, au contraire, est profondément creusé par une série de têtes

de vallées en forme de cirques, analogues à ceux des hautes vallées de la Cère, de la Jordanne, de l'Alagnon, de la Santoire et du Brezons. Ce sont les vallées de la Rhue, qui part du puy Mary K, celle de la Mars, dont l'origine est entre le puy Mary et le puy Chavaroche L, celle de la Maronne, qui commence vers le puy Chavaroche.

De même qu'au Mont-Dore, il paraît difficile d'attribuer à l'action unique de l'érosion, et surtout de l'érosion fluviale, la création de ces gorges profondes, hors de proportion avec les cours d'eau qu'on y trouve, quelque développement que l'on suppose à leur débit, et commençant par des cirques abrupts, presque toujours plus larges que ne le sont les vallées un peu plus bas. Dufrénoy et Elie de Beaumont, et après eux Burat, y voyaient ce qu'on appelait autrefois un *cratère de soulèvement* de vastes dimensions. Mais la théorie des cratères de soulèvement a vécu, et il ne paraît pas, d'ailleurs, que le socle cristallin et en partie tertiaire qui supporte la masse éruptive ait

COUPE DU MASSIF DU CANTAL (D'APRÈS M. BOULE)

été soulevé d'une façon quelconque au-dessous de cette masse. Ce n'est pas, du moins, ce que donnent les coupes géologiques telles qu'on les construit aujourd'hui. Celle que nous reproduisons est due à M. Boule, et figure dans l'ouvrage de MM. Rinne et Pervinquière (1). Le socle ne s'y montre affecté d'aucun bombement. Sans avoir le moins du monde l'intention de

(1) Rinne, trad. Pervinquière. — *Étude pratique des roches.*

revenir sur une question jugée depuis longtemps, nous ferons toutefois cette remarque : L'exagération de la pression des laccolithes conduirait assez facilement à des ruptures rayonnantes plus ouvertes à leur origine, au centre commun, point du maximum de l'effort, et se rétrécissant en s'éloignant de ce centre. Cette disposition, qui est celle des vallées du Cantal, est précisément indiquée par MM. de La Noë et de Margerie, comme devant se réaliser en cas de soulèvement sur un point. « En soulevant une couche mince de plâtre étendue sur une feuille de caoutchouc, voici ce qu'on observe : quand on opère la poussée en un seul point, la couche de plâtre se fendille suivant une série de lignes radiales et suivant deux ou plusieurs lignes concentriques, et la largeur de ces différentes fractures *va en diminuant à mesure qu'on s'éloigne du centre* (1). »

Les observations que nous avons présentées à propos du cirque de la Dordogne, au pic de Sancy, semblent s'appliquer d'autant mieux aux vallées profondes et aux cirques du Cantal que le parallélisme des vallées de la Cère et de la Jordanne et le prolongement des directions de ces vallées au delà du centre paraissent bien indiquer le rôle des fissures linéaires, des *plans éruptifs*, comme directeurs des érosions. D'autre part, les alluvions reconnues comme glaciaires dans les fonds de vallées, notamment dans les vallées de l'Alagnon et de la Santoire, affirmeraient la possibilité de la contribution de l'érosion glaciaire au creusement des cirques des hautes vallées.

La Cère prend sa source au-dessous et un peu au Sud du col du Lioran. Elle reçoit du cirque qui l'entoure de nombreux ruisseaux, dont les eaux limpides, partant de haut, viennent des surfaces de contact des alternances de coulées et de conglomérats andésitiques. Ces eaux pénètrent dans les masses par leurs fissures et imbibent les parties poreuses. Les ruisselets qu'elles forment en en sortant tombent souvent en cascades, qui s'étagent jusqu'au fond de la vallée. Ces nombreux filets d'eau en se réunissant grossissent le débit de la rivière, qui prend une certaine importance entre Saint-Jacques et Thiézac. Avant d'arriver à ce dernier village, elle traverse des éboulements considérables de conglomérats, qui ont dû primitivement former retenue en amont ; c'est le Pas de Compaing. Plus bas que ce défilé, il en existe un second, le Pas de la Cère, entaille de 12 à 15 mètres de largeur, à murailles verticales.

L'origine de la Jordanne est dans un marais et dans deux sources au pied du col de Cabre ; mais elle reçoit immédiatement une quantité de ruisseaux qui descendent des parois de son cirque. Avant d'arriver à Mandailles son

(1) De La Noë et De Margerie. — *Les Formes du terrain.*

débit est déjà important et elle tombe en cascade. Les ruisseaux qui, de part et d'autre, sillonnent les deux versants, arrivent également par des cascades au thalweg principal. Presque tous ces petits cours d'eau abordent ce thalweg par des ravins profonds et tortueux, avec gradins de confluence ; le profil transversal, en U, s'adoucit vers le fond, et le lit actuel creuse une tranchée quelquefois profonde de 200 mètres dans ce fond, entre Mandailles et Saint-Cirgues. Plus loin, la vallée de la Jordanne, comme celle de la Cère, change d'aspect.

La vallée escarpée du Brezons, dont la source est dans le flanc Sud du Plomb-du-Cantal, commence par un cirque de 3 kilomètres de largeur, à pentes rapides et rocheuses, et se réduit, au-dessous de ce cirque, à un kilomètre. C'est la disposition déjà signalée de toutes ces hautes vallées.

L'Alagnon a ses sources *opposées par le sommet* à celles de la Cère et de la Jordanne, sortant au nombre de trois, très limpides, des domites du Lioran, vers la partie supérieure des escarpements, d'où elles tombent en cascades.

Le Lagnon, affluent de l'Alagnon, descend du Plomb-du-Cantal dans une vallée semblable. Enfin, les mêmes conditions topographiques s'appliquent aux hautes vallées du versant Nord-Ouest, celles de la Santoire, de la Rhue, de la Véronne, de la Mars, etc...

Tous ces faits concordent, et semblent réduire l'importance du rôle de l'érosion par l'eau courante comme justifiant les formes en cirques escarpés des hautes vallées. L'érosion glaciaire directe en rend plus facilement compte, et son action est d'autant plus probable que des traces bien imputables aux glaciers sont nombreuses dans toute la région. Elles ont été étudiées en 1867 par MM. Julien et Laval, d'abord dans les environs de Clermont et d'Issoire, où les arrangements morainiques, les roches striées et polies, erratiques, etc..., ont été faciles à reconnaître (1). La conclusion de ces études a été la généralisation de l'ancien appareil glaciaire :

« Les glaciers qui descendaient du Mont-Dore, débordant des vallées, se rejoignaient par-dessus les lignes de faîtes et à un moment donné ils ont dû recouvrir d'un vaste manteau toute la région qui du pic de Sancy s'étend à l'horizon à une distance de 40 à 50 kilomètres.

» Cette masse de glaces n'a pas laissé de moraines latérales. Elle n'a laissé que sa moraine frontale circulaire et sa moraine profonde. Les torrents d'eau provoqués par la fusion ont coupé dans tous les sens ce vaste dépôt erratique, approfondi les vallées, etc... »

(1) Julien. — *Les phénomènes glaciaires dans le plateau central de la France*, 1869.

Au point de vue topographique il y a peu de chose à conclure de ce vaste ensemble glaciaire, peut-être plus apparent que réel. M. Boule a fait observer que les transports à grande distance de blocs énormes, *striés*, par les *nuées ardentes*, constatés lors de l'éruption de la montagne Pelée, permettent de douter de l'origine glaciaire et erratique de blocs semblables dans les régions volcaniques du centre de la France. Il en est de même des laves de boue, charriant des blocs de toutes dimensions, que l'on peut confondre avec des moraines glaciaires (1).

Quoi qu'il en soit, on trouve des traces très nettes, d'apparence glaciaire, dans la vallée de l'Alagnon ; les moraines (ou pseudo-moraines) latérales y sont très développées, et les stries que portent les roches en place semblent démontrer que le glacier remplissait toutes les ramifications du bassin supérieur. Plus bas, des alluvions considérées comme glaciaires couvrent le fond de la vallée et les matériaux erratiques sont nombreux et volumineux. Nous nous bornerons à en donner un exemple :

A la hauteur du hameau de Neussargues, **N° 257**, l'Alagnon reçoit à gauche le torrent d'Allanche ; cet affluent, au lieu d'aborder directement l'Alagnon, tourne brusquement à gauche au débouché dans la vallée, coule au fond d'un défilé profond, et n'arrive au confluent qu'à Pont-de-Vernet, à plusieurs kilomètres en aval. La raison de cette disposition est dans la séparation des deux cours d'eau par un dépôt de faciès morainique partant du confluent des anciens glaciers d'Alagnon et d'Allanche. Cette moraine médiane, si toutefois c'est bien d'une moraine qu'il s'agit, est une des mieux conservées qu'on puisse voir.

La marche rétrograde du glacier d'Allanche apparaît clairement quand on remonte le torrent qui le remplace. Les dépôts d'allure morainique sont disposés en cordons dans le thalweg jusqu'à Moissac, où l'on constate un long temps d'arrêt, avec formation d'une moraine frontale très marquée, sur laquelle le village est installé. Elle est construite, comme d'ordinaire, en demi-cercle convexe vers l'aval ; forme qui du moins est bien spéciale aux moraines frontales.

Les vallées de la Cère et de la Jordanne possèdent aussi des appareils glaciaires très reconnaissables ; mais nous n'insisterons pas davantage sur ce sujet ; notre but est seulement d'appuyer par des faits l'opinion que l'érosion glaciaire peut être invoquée comme ayant tout au moins contribué à la formation des cirques du Mont-Dore et du Cantal.

Il y a une autre disposition topographique très importante à considérer :

(1) MARCELLIN BOULE. — *La Montagne Pelée et les volcans d'Auvergne.*

Ces vallées profondes ne sont pas les seules qui commencent au centre du massif du Cantal et rayonnent autour de ce centre.

Entre le cirque de l'Alagnon et celui du Brezons s'étend un vaste secteur basaltique où prennent naissance plusieurs ruisseaux qui possèdent la physionomie des ruisseaux du basalte, déjà décrits dans la région du Mont-Dore. Entre le Brezons et la Cère, il existe un autre secteur semblable, ainsi qu'entre l'Alagnon et la Santoire, et d'autres analogues, mais moins développés, quelquefois réduits à une simple croupe, entre les grands ravinements du versant Nord-Ouest du cône, qui sont très rapprochés les uns des autres. Tous ces secteurs sont sillonnés par des cours d'eau rayonnants *dont les vallées présentent une disposition inverse de celle dont nous avons parlé jusqu'ici.* Ces vallées se dessinent comme toutes celles qui ravinent une pente en terrain homogène quelconque, lorsque cette pente est parallèle au plongement des strates. Elles commencent par des têtes de vallons peu accentuées, très souvent sèches, à versants convexes en raison de la perméabilité du basalte. Ces ravinements se groupent et se rejoignent plus bas, en même temps qu'ils se creusent progressivement jusqu'à présenter un profil très encaissé, à versants abrupts, où la nappe de basalte montre sa tranche vive au-dessus des conglomérats andésitiques. En s'éloignant du centre, c'est-à-dire du sommet du cône, le fond des vallées atteint souvent le socle, soit le gneiss, les granites et les micaschistes, soit les couches tertiaires.

Il y a donc deux catégories bien distinctes de cours d'eau rayonnants :

1° Ceux des nappes de basalte, qui se comportent comme tous les cours d'eau creusant leur vallée en terrain homogène. Ils sont semblables à ceux qui ravinent les basaltes du Mont-Dore.

2° Ceux qui occupent le fond des vallées débutant par des cirques profonds ; ce sont les plus importants et leur type est celui de la haute Dordogne. Ils sont susceptibles de crues violentes, parce que la rapidité des pentes de leur bassin de réception favorise le ruissellement.

Il est difficile de n'admettre qu'une même origine pour ces deux catégories de cours d'eau. Si les premiers sont incontestablement attribuables au ruissellement sur la surface conique et à l'érosion fluviale, semblables d'ailleurs aux ravinements sur tous les cônes de volcans de grandes dimensions, il faut nécessairement invoquer d'autres causes pour les seconds ; très probablement l'effet du creusement glaciaire sur les déchirures de l'appareil volcanique.

La disposition rayonnante des lignes d'eau, dans son ensemble, fait reconnaître en topographie l'origine volcanique de la région ; mais dans le

détail, le caractère volcanique disparaît. On n'y voit pas les cônes et les cratères si remarquables du groupe du Puy-de-Dôme ; on n'y trouve même pas les cônes et les cratères-lacs du groupe du Mont-Dore, qui permettent de se prononcer sans hésitation. Les puys isolés sont peu nombreux ; cependant, une étude attentive permet de retrouver par places des sommets arrondis, de petites dimensions, cônes adventifs, qui paraissent sans relations avec l'allure générale des mouvements du sol, et font par conséquent soupçonner l'action éruptive. Quant aux nappes basaltiques, les caractères topographiques qu'elles revêtent sont simplement ceux d'une roche quelconque, à la fois résistante et perméable, sans que rien indique leur origine volcanique, du moment qu'il ne s'agit pas de coulées localisées, visiblement superposées à un sol différent, comme les cheires de la région de Clermont-Ferrand. Ces nappes finissent en mourant sur le terrain préexistant de la pénéplaine du massif central, raviné par les eaux, et le raccordement échappe dans l'étude du détail topographique.

Mais tout ceci est logique, nous en avons déjà fait la remarque ; car une vaste étendue de roche homogène d'origine ignée se présente naturellement comme une couche sédimentaire ou comme une surface cristalline qui offre les mêmes caractères au point de vue de la résistance à l'érosion. Sur une carte même très détaillée, un cône ancien de médiocres dimensions, sans cratère, modelé par les eaux, ne peut figurer qu'un sommet ayant quelque analogie avec les témoins ou avec les sommets cristallins arrondis en dômes ou en ballons. Rien n'indique qu'il s'agisse d'un volcan.

Tel est, par exemple, le puy Violent **N° 258**. C'est une butte conique, en basalte, située à l'Ouest du puy Chavaroche. Les basaltes, qui y sont compacts et scorifiés, s'étendent de toutes parts en coulées qui se rejoignent, se confondent, et forment un plateau bombé sur lequel le sommet s'élève avec des pentes plus rapides. Topographiquement, on n'y distingue pas autre chose. Ainsi, et il serait extraordinaire qu'il en fût autrement, plus les appareils volcaniques sont anciens, plus ils tendent à perdre leur originalité et à rentrer dans la loi commune.

VOLCANS DU VELAY ET DU VIVARAIS

Volcans du Velay. — Burat définit la chaîne du Velay : « Une suite de pics et de plateaux indépendants, tantôt interrompus, tantôt présentant des renflements qui, dans les groupes du Mégal et du Mézenc, atteignent jus-

qu'à 12 et 15 kilomètres de largeur, de telle sorte qu'on pourrait la considérer comme une série de centres d'action placés sur une même ligne et rattachés les uns aux autres par des masses isolées qui suivent la même direction. C'est ainsi que les groupes du Cantal, des monts Dores et des monts Domitiques se succèdent sur une même ligne; mais ce rapprochement est le seul à faire entre ces lignes trachytiques, dont la forme et la composition diffèrent complètement. »

Cette région du Velay est très compliquée comme topographie; elle échappe à toute description d'ensemble; mais le caractère éruptif s'y révèle d'une façon frappante à l'examen de la carte détaillée. Il n'y a pas de grand centre d'émission autour duquel rayonnent des vallées, comme au Mont-Dore et au Cantal, et la division des sommets en groupe du Mézenc et groupe du Mégal est presque fictive ; mais les cônes, d'une origine volcanique évidente au seul aspect de leurs formes, y sont très remarquables, complétés par quelques cratères-lacs de grandes dimensions.

« La région volcanique du Velay, dit M. Boule (1), n'offre pas la régularité, en quelque sorte schématique, que présentent le Cantal et le Mont-Dore. Tandis qu'à la vue d'une simple carte géographique, même à petite échelle, un géologue peut pressentir l'origine des grands massifs montagneux de l'Auvergne, les formes orographiques de la Haute-Loire ne laissent pas deviner aussi facilement leur constitution. Cette différence tient à un fait bien simple : tandis qu'au Cantal et au Mont-Dore les éruptions se sont superposées en édifiant deux sortes de cônes gigantesques, et de telle manière que sur certains points, à Thiézac, par exemple, dans le Cantal, on peut relever la coupe complète de toutes les formations du massif, dans le Velay, les éruptions se rattachent à un grand nombre de centres d'émission; les coulées sont plutôt juxtaposées et en quelque sorte éparpillées. »

La Loire traverse cette zone volcanique à peu près en son milieu ; elle en reçoit de part et d'autre de nombreux affluents qui ravinent sur toute son épaisseur la masse éruptive épanchée, en atteignant le sous-sol. Une partie du fond des vallées est sur le granite, excepté aux environs du Puy, où le substratum cristallin est recouvert par des couches tertiaires. Des nappes de basalte occupent tout l'espace compris entre les vallées et constituent la majeure partie de la surface. Comme dans la Limagne, les failles mettent en contact brusque le granite avec les formations tertiaires.

M. Boule a démontré que les éruptions ont procédé de l'Est à l'Ouest, aux

---

(1) MARCELLIN BOULE. — *Description géologique du Velay (Services de la carte géologique de France)*, 1892.

diverses époques de l'ère tertiaire, offrant plusieurs phases d'activité séparées par des périodes de repos pendant lesquelles l'érosion s'est exercée assez longtemps, et que la nature des produits émis a beaucoup varié d'une phase à une autre. Ces différences dans l'espèce des matières rejetées se traduisent, comme dans les autres groupes volcaniques, par des propriétés distinctes, souvent reconnaissables aux formes topographiques.

Phonolites. — Abondantes en épaisses coulées, elles donnent aussi, comme nous l'avons vu jusqu'ici, des dykes ou des pics aigus dont la base est entourée d'éboulis. Ces accidents se disposent en traînées allongées et orientées (1). Mais ces formes escarpées ne sont pas les seules; on en rencontre de plus adoucies: « On passe de ces dykes aux montagnes coniques arrondies, dont la base ne se continue pas par des plateaux, et qui doivent être regardées comme des points de sortie du phonolite qui n'a pu s'épancher bien loin, dont la masse visqueuse n'a pu s'étaler que sur les bords de l'orifice. En projection horizontale, ces masses phonolitiques figurent toujours un cercle ou un ovale plus ou moins réguliers ne pouvant s'expliquer que de cette manière.

» La structure de cette catégorie de masses phonolitiques confirme l'hypothèse ci-dessus. La roche y est divisée en prismes convergents disposés parallèlement à la surface de la montagne, ou bien les fissures de retrait se font suivant des courbes concentriques parallèles à cette surface et les dalles sont disposées comme de gigantesques écailles.

» Enfin, il existe de vastes coulées de phonolites, formant des plateaux à surface plus accidentée que les plateaux basaltiques et tout à fait semblables, au point de vue des formes du terrain, aux coulées de trachyte du massif du Mont-Dore.

» Ces grandes nappes phonolitiques sont surmontées elles-mêmes par des montagnes coniques qu'on est bien tenté de considérer comme correspondant aux points de sortie (1). »

« Si les prismes verticaux se divisent en tronçons ou en feuillets horizontaux (Bertrand de Doue. — *Description géognostique des environs du Puy en Velay*, 1823), ces montagnes présenteront des coupes hardies et presques verticales. Il en sera de même des escarpements pris dans les phonolites tabulaires dont les tranches principales se dirigent vers l'intérieur de la montagne, tandis que leurs dalles sont à peu près verticales.

» Si ces tranches, devenues parallèles à l'une des faces de la montagne,

---

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

s'appuient légèrement contre elle, il résultera de cette disposition des pentes raides et presque inaccessibles; mais si elles penchent en sens contraire, ce ne sont plus que des ruines et d'énormes masses entassées en désordre les unes sur les autres.

» Les pentes acquièrent, au contraire, beaucoup de solidité, poursuit Bertrand de Doue, lorsque les prismes vont en convergeant vers le sommet de la montagne, et qu'en même temps leurs feuillets, ou ceux qui subdivisent les grandes tranches tabulaires, plongent vers son centre sous un angle quelconque. Cette disposition est la plus favorable à la conservation des montagnes phonolitiques; elle les rendrait capables de résister à l'effort des siècles, si elle se rencontrait sur tous les points de leur circonférence, et si en même temps leurs roches étaient de nature à résister à la décomposition.

» Enfin, lorsque ces prismes et ces tables, quelle que soit d'ailleurs leur position, se divisent en dalles qui vont en se relevant de plusieurs côtés, vers le sommet de la montagne, on a ces cônes tronqués, ces dômes quelquefois accouplés, ces montagnes en forme de cloche ordinairement un peu penchée, qui donnent un aspect si singulier au terrain trachytique (1). »

Trachytes. — M. Boule considère que les trachytes, qui se présentent en grandes masses arrondies, isolées, souvent difficiles à définir comme dykes ou comme coulées, correspondent surtout à des éruptions locales. La roche serait venue au jour dans un état de fluidité peu prononcé et se serait accumulée autour de l'orifice. « Une section verticale donnerait donc la figure d'une sorte de champignon. »

Basaltes. — « On ne reconnaît plus les traces des appareils volcaniques d'où sont sorties les coulées de basalte... Elles forment des plateaux plus ou moins vastes, témoins des coulées anciennes, que séparent aujourd'hui de profonds ravins, où coulent un grand nombre de ruisseaux affluents de la Loire. »

« La présence de produits de projections un peu partout sous ces coulées, et ce que nous voyons dans la chaîne du Velay, où les cônes de scories sont encore bien conservés, doivent nous faire admettre qu'il y a eu également, pour les basaltes anciens, un grand nombre de points de sortie disséminés sur tous les flancs du massif volcanique (1). »

---

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

Chaîne orientale. Groupe du Mézenc. — « Le massif du Mézenc sépare le bassin de la Loire de celui du Rhône. Le contraste le plus frappant règne entre les deux versants. Tandis que vers le Nord et vers l'Ouest le sol s'abaisse doucement vers la vallée de la Loire, par des plateaux basaltiques gazonnés, à l'aspect monotone et triste, que relèvent çà et là quelques pointements phonolitiques, du côté de l'Est et du Sud-Est le panorama est tout différent. Ici, le sol est raviné d'une façon imposante. Les torrents coulent au pied de gorges atteignant jusqu'à 800 mètres de profondeur. Ces gorges sont taillées dans le granite; elles sont séparées par des crêtes étroites que couronnent quelques lambeaux volcaniques. Il en résulte un enchevêtrement de lignes qui est encore compliqué par les profils hardis d'un très grand nombre de dykes de phonolite (1). »

« Les masses phonolitiques ont des formes variées et pittoresques, qui impriment au paysage un caractère tout spécial... autant le paysage basaltique a des profils réguliers, uniformes, autant le paysage phonolitique a des profils mouvementés, découpés, variés et toujours imposants (1). »

Les premières éruptions du Mézenc, et aussi du Mégal, sont parmi les plus anciennes du massif central. Entre la Loire et l'Allier, les manifestations éruptives n'ont commencé que quand l'activité du Mézenc et du Mégal était en décroissance.

La distribution des sommets dans le groupe du Mézenc (**N° 259**) ne semble suivre aucune loi. Les cônes et les pics dont les plateaux sont parsemés donnent à la topographie cet aspect pustuleux caractéristique, plus marqué peut-être dans le voisinage du Mézenc, mais reconnaissable aussi dans les parties plus éloignées de ce sommet. Ces pics et ces cônes ne sauraient, à première vue, être pris pour des témoins de couches disparues laissées par les érosions, comme les véritables témoins de contours variés qu'on rencontre plus bas; car, sans parler même de leurs formes particulières, aucune hypothèse suffisante d'érosion ne pourrait les justifier. « L'isolement et l'indépendance de chaque massif est un fait constant; ceux mêmes qui sont les plus rapprochés n'ont, la plupart du temps, aucun rapport de forme ou de composition qui puisse faire supposer une dislocation dont ils seraient les restes morcelés (2). »

Groupe du Mégal. — Ce groupe qui, nous l'avons dit, ne se sépare pas nettement du précédent, le prolonge dans la direction du Nord. « L'ensemble en est plus découpé, plus morcelé, que celui du Mézenc. Les produits éruptifs, formant des tables ou *sucs* isolés, sont séparés par des ravins creusés le plus souvent dans les argiles et les marnes oligocènes (1) ». Le morcel-

---

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

(2) Burat. — *Description des terrains volcaniques de la France centrale*, 1833.

lement plus intense est évidemment dû en grande partie à cette différence dans la nature du substratum des deux groupes.

Le **N° 260** donne au 80.000^{e} l'ensemble du Mégal et de la région voisine. Nous n'avons rien à ajouter, en ce qui concerne cette topographie, aux remarques déjà faites. Les caractères en sont constants.

Chaîne occidentale. — De la Loire à l'Allier, c'est-à-dire sur une quinzaine de kilomètres de largeur, le socle archéen est entièrement recouvert d'une immense nappe de basalte non interrompue, résultat d'un « véritable déluge de basalte; non point par des fissures du sol, comme on a pu le croire, mais par des centaines de bouches volcaniques dont on peut retrouver la trace par les vestiges de leurs cônes de projections. C'est l'alignement grossièrement Nord-Sud de ces bouches volcaniques qui a permis aux coulées d'introduire, en se soudant, une apparence de chaîne dans la topographie actuelle (1) ». De part et d'autre des cônes de scories, les coulées s'étendent, soudées entre elles, formant de grands versants à peine ravinés de petits ruisseaux allant en pente douce vers la Loire ou vers l'Allier. Souvent les coulées s'arrêtent brusquement, coupées à pic, sur les vallées; mais souvent aussi elles descendent et parfois elles arrivent jusqu'au lit des rivières.

Le **N° 261** donne une partie de ce terrain. La *chaîne*, c'est-à-dire les cônes de scories et les traînées formées par la réunion de ces cônes entre eux, traverse cet exemple du Nord-Ouest au Sud-Est. On voit, du côté Sud-Ouest, les pentes aboutissant à la vallée de l'Allier. Les caractères volcaniques de cette topographie, tout au moins telle que nous la possédons pour le moment, sont, il faut le reconnaître, fort douteux. Il serait difficile de les distinguer sur ce seul fragment, et ce n'est guère que par la liaison avec les parties voisines qu'on peut à la rigueur les affirmer.

Cependant, selon M. Boule « au premier abord, on est frappé du bon état de conservation de la plupart de ces volcans. Quelques-uns ont des formes topographiques rappelant, par leur netteté, les volcans de la chaîne des puys d'Auvergne. Mais l'aspect général dénote une antiquité plus grande ». Les volcans cités comme les mieux conservés sont celui de Bar, qui possède un cratère, situé près d'Allègre, à l'extrémité Nord de la coulée, et celui du Bouchet, cratère-lac, dont nous parlerons tout à l'heure. Ces formes ne nous donnent rien de plus que celles des puys, et leurs profils sont généralement beaucoup plus adoucis et leurs reliefs plus effacés.

« Dans le Velay, comme aussi dans beaucoup de volcans de la chaîne des

(1) BARRÉ. — *L'architecture du sol de la France.*

puys d'Auvergne, les coulées de basalte compact paraissent sortir de la base du cône, sans que la régularité de celui-ci soit troublée. On pourrait supposer que la lave s'est fait jour par des ouvertures latérales, ou qu'elle s'est frayé un chemin entre la masse des projections et le substratum primitif. Cette hypothèse est en désaccord avec la forme dilatée des coulées au contact même du cône. Loin de débuter par une partie rétrécie indiquant un point de sortie, les courants de lave embrassent souvent le quart, la moitié, les trois quarts de la base du cône de projections qui les surmonte. De plus, on ne voit pas que les couches de lapillis aient subi de dérangement.

» Je crois, bien que le fait ne soit pas démontré d'une manière irréfutable, que le cône de projections est, en général, postérieur à la coulée qui paraît lui être annexée (1). »

Cratères-lacs. — Dans l'ensemble d'une topographie à échelle moyenne comme celle que nous possédons du Velay, la rencontre de quelques cratères-lacs est toujours l'indice le plus incontestable de la présence d'anciens volcans, et ceux du Velay sont particulièrement remarquables.

Nous avons réuni ces appareils, pour mieux en permettre la comparaison, à ceux de la région du Mont-Dore, sous le N° **255**. Le plus grand de ces cratères est celui d'Issarlès, sur la rive droite de la Loire, au Sud-Est du Mézenc. Il est circulaire, profond de plus de 100 mètres, à bords escarpés. Il a environ 1 kilomètre de diamètre au bord de l'eau. C'est un cratère d'explosion dans le granite, avec un épanchement de basalte sur son bord occidental. Le cratère-lac du Bouchet, sur le plateau basaltique de la rive gauche de la Loire, s'alignant sur l'axe de la chaîne occidentale, à 16 kilomètres du Puy vers le Sud, a plus de 1.200 mètres de diamètre entre les crêtes, tandis que le diamètre du lac lui-même mesure 800 mètres. Le niveau de l'eau est à 1.208 mètres, de beaucoup supérieur à celui de la plaine basaltique environnante (1.100 mètres). Les pentes sont brusques vers l'intérieur et très douces vers l'extérieur. Le cratère est constitué par des laves et des scories agglutinées. Les eaux se renouvellent; leur niveau varie très peu; mais on n'y connaît aucune source déterminée ni aucun déversoir apparent. A mi-distance entre le Mégal et le Mézenc, le lac de Saint-Front est beaucoup plus petit que les précédents; son diamètre mesure environ 600 mètres. Il occupe une dépression circulaire à la base d'un escarpement phonolitique. Il est alimenté par des sources nombreuses

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

sur son pourtour, constitué par des basaltes et des phonolites avec parties scoriacées. Les eaux s'échappent par une fissure dans les roches basaltiques. Ce cratère est peu profond.

Vallées et Rivières. — Si les érosions ont été moins énergiques sur les versants de la Loire et de l'Allier que sur celui du Rhône, elles n'en ont pas moins découpé les coulées basaltiques formant plateaux, et très souvent elles en ont isolé des lambeaux importants. Ces érosions, qui se bornent au creusement des ramifications des vallées dans le haut du bassin, prennent de plus en plus d'importance avec l'encaissement des rivières dans l'épaisseur du basalte. Les fonds y atteignent vite le substratum cristallin, où les thalwegs restent étroitement serrés et très contournés. La Loire et l'Allier ont dans ces parties un cours très accidenté; comme nous l'avons vu souvent pour d'autres rivières dans des circonstances semblables, les crochets et les retours en arrière y sont continuels, suivant les fractures du granite.

Le fond de la vallée de la Loire ne prend un peu de largeur qu'aux environs du Puy, parce qu'il y est constitué non plus par le granite mais par des argiles tertiaires. Alors on rencontre dans le profil des versants la même raideur, les mêmes escarpements limitant brusquement des témoins en forme de tables, que dans la Limagne, et pour les mêmes raisons. Il y a la même différence entre cette partie des versants de la vallée de la Loire, où le soubassement des coulées de basalte est tertiaire, et les versants de la vallée de l'Allier, où le soubassement est archéen, qu'entre les versants de l'Allier dans la Limagne et ceux de la Sioule à l'Ouest de la chaîne des puys.

Les petits affluents établis uniquement sur le basalte, surtout ceux qui sillonnent la grande nappe de la chaîne occidentale (versant gauche de la Loire et versant droit de l'Allier), qui n'atteignent pas le granite, possèdent tous les caractères topographiques que nous avons reconnus aux cours d'eau semblables autour du Mont-Dore et du Cantal. Ce sont les versants convexes, les formes fermes, les hautes vallées sèches et les tracés peu tortueux. Ces ruisseaux abordent parfois la vallée plus creuse de la Loire par des gradins de confluence assez élevés. Ainsi l'Aunac, dont la vallée ramifiée commence vers le lac du Bouchet, tombe en cascade de 30 mètres de hauteur à la Baume.

L'affluent de gauche de la Loire de beaucoup le plus important, la Borne, est constitué par un certain nombre de ruisseaux venant des basaltes et même des terrains cristallins situés au Nord du massif volcanique. Le thalweg de cette rivière s'encaisse dans les basaltes et atteint les argiles miocènes qui les supportent. Par suite, il découpe ces basaltes en profils

Échelle du 80.000e

N° 260

Échelle du 80.000e

MASSIF CENTRAL

Échelle du 80.000e

MASSIF CENTRAL

N° 262

Échelle du 80.000e

MASSIF CENTRAL

Échelle du 200.000ᵉ

N° 263

escarpés, taillés, comme sur la Loire, à pic dans les coulées, qui se fragmentent en prismes dont les crues entraînent les débris. Le fond s'élargit sur le sol tertiaire et contribue, en atteignant la vallée de la Loire, à l'épanouissement de cette vallée aux environs du Puy. C'est surtout dans cette région que le niveau des nappes basaltiques, relativement uniforme, dessine des plateaux à bords verticaux, dont la continuité se suit d'un côté à l'autre des vallées, et dont les découpures isolent des fragments de formes et de dimensions très variées.

M. Boule signale un genre d'accident très particulier:

Le ravin du ruisseau de Ceyssac, petit affluent de la Borne, à l'Ouest du Puy, est creusé dans l'épaisseur des formations suivantes, superposées: 1° à la partie supérieure, une coulée de basalte; 2° au-dessous, une épaisseur considérable de brèches basaltiques, surmontant une plus ancienne coulée de basalte; 3° enfin, des sables et grès ferrugineux qui reposent sur un fond de marnes tertiaires. Ces diverses assises, jusqu'aux marnes qui occupent le bas des pentes et le fond du vallon, se rencontrent sur le versant S.-E. Le versant N.-O. est plus simple; le basalte supérieur y repose directement sur les marnes du fond. Vers le thalweg s'élève un pittoresque rocher, de dimensions trop petites pour que la carte puisse le représenter. Ce rocher est composé des mêmes brèches basaltiques que la partie moyenne du versant S.-E. du ravin; mais elles s'y trouvent à un niveau notablement plus bas. « Evidemment, dit M. Boule, le rocher de Ceyssac, qui est bien stratifié, n'est qu'un témoin découpé dans les brèches du flanc droit du vallon. Sa position un peu en contre-bas peut s'expliquer soit par les inégalités du sol sur lequel les brèches se sont épanchées, soit *par le tassement et le glissement des argiles qui le supportent*, phénomène très fréquent dans le bassin tertiaire du Velay. Le rocher d'Espaly (à l'Ouest du Puy) ressemble beaucoup à celui de Ceyssac. Il est parfaitement stratifié et n'offre de remarquable que sa position dans le lit de la Borne, à plus de 100 mètres en contre-bas du niveau moyen des brèches (1). »

Les origines des rochers Corneille, Saint-Michel, etc..., au Puy, ont été très discutées ; certains auteurs y ont vu des dykes, d'autres des témoins ; M. Boule émet au sujet du rocher Saint-Michel l'opinion suivante :

« Il est probable que ce singulier obélisque représente la cheminée d'un ancien cratère, qui a été remplie par des projections, lesquelles ont été, après coup, consolidées par des injections de basalte. Ce ne serait qu'une sorte de culot, dont l'enveloppe oligocène aurait été enlevée par l'érosion. Il

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

y a bien une certaine analogie entre la roche Saint-Michel et un dyke, mais cette analogie est toute superficielle. En réalité un dyke est produit par le remplissage d'une fente de bas en haut. Ici, au contraire, le remplissage a eu lieu de haut en bas. Il a été effectué non par des flots de lave en fusion, mais par l'entassement de produits de projection plus ou moins refroidis au moment de leur chute (1). »

Le **N° 262** reproduit au 80.000e la topographie des environs du Puy. Les rochers en question ne s'y distinguent pas ; mais on y voit très bien la surface générale des plateaux basaltiques et de leurs fragments, partout terminés par des abrupts ; les cônes de scories qui les surmontent ; au Sud, l'entrée de la Loire dans les argiles miocènes ; l'élargissement des fonds dans ces argiles ; un peu au Nord de Chadrac, en aval du Puy, le nouveau rétrécissement de la vallée de la Loire, sortant des couches miocènes pour traverser, comme en amont, une bande de granite, qu'elle quitte à Lavoute pour s'élargir encore dans les terrains tertiaires, etc...

Vestiges de glaciers. — M. Boule croit peu à l'existence de glaciers proprement dits dans le Velay ; la réalité même des traces glaciaires reconnues dans le Cantal par M. Julien (2), et notamment dans la vallée de la Cère, lui paraît d'ailleurs contestable.

« Les formes topographiques des montagnes du Velay se prêtent mal à la formation et à l'entretien des glaciers. Ce ne sont que pitons isolés, sur des plateaux à peine sillonnés de ravins peu profonds. De plus, malgré l'élévation assez considérable de certains de ces pics, l'altitude moyenne des massifs n'est pas élevée.

» Les époques glaciaires n'ont pas moins joué leur rôle dans cette province. Si des glaciers permanents n'ont pu s'établir, les grands amas de neige de l'hiver devaient fondre au printemps et produire des effets d'érosion ou de transport considérables. Ainsi pouvait se former un terrain erratique spécial auquel Lecoq (3), après avoir admirablement étudié ces phénomènes, donnait le nom de *terrain névéen*. Je crois qu'il serait bon de retenir cette expression pour l'appliquer à un grand nombre de terrains d'atterrissement pleistocènes, dans des pays montagneux de faible altitude, ou dont les formes topographiques ne se prêtent pas à l'hypothèse de grands glaciers, en dehors des constatations positives. »

---

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

(2) Julien. — Les volcans de la France centrale et les Alpes, 1878 *(Annuaire du Club Alpin)*. Brèches volcaniques et moraines dans la France centrale, 1886 *(Idem)*.

(3) Lecoq. — *L'eau sur le plateau central de la France*, 1871. — *Les époques géologiques de l'Auvergne.*

Nappe basaltique des Coirons. — Elle doit être considérée comme une longue coulée se rattachant au massif du Mézenc et en partie détruite. « Là les basaltes forment une nappe continue, régulière, n'ayant jamais subi aucun mouvement, tandis que le substratum triasique, jurassique, ou crétacé est affecté par des failles très nombreuses, évidemment contemporaines de la vallée du Rhône et des grands soulèvements alpins (1). »

C'est ici surtout, en l'absence de tout cratère et même de tout cône de scories, qu'il n'est possible de faire aucune différence entre une grande nappe d'épanchement et une couche calcaire ou gréseuse, qui peut affecter absolument la même allure. On le voit à l'étude de l'exemple **N° 263**, qui donne au 200.000e l'ensemble de la topographie des Coirons. Le caractère spécial de cet accident se laisse pourtant *soupçonner*, lorsqu'on envisage non plus l'accident en lui-même, mais ses rapports avec toute la région environnante. D'abord, il se rapproche par une de ses extrémités d'un centre volcanique ; ensuite, il s'avance, seul de son espèce, à plus de 40 kilomètres de l'escarpe du massif central, vers le Rhône, comme un long promontoire, dénotant une plus grande résistance à l'érosion que toutes les formations du voisinage, sapées et rongées autour de lui. Il y a là une remarquable rigidité qui attire nécessairement l'attention, et à laquelle on cherche une raison tectonique. C'est, nous semble-t-il, tout ce qu'on en peut dire, car ces particularités ne suffisent pas pour *diagnostiquer* une origine volcanique plutôt que toute autre.

Groupe du Vivarais. — L'étude des appareils volcaniques de ce groupe ne révèle rien, au point de vue qui nous occupe, qui n'ait été signalé dans les appareils déjà décrits. Les volcans du Vivarais prolongent les masses du Velay vers le Sud, dans les schistes, les granites et les gneiss. Ce sont la plupart du temps des points isolés qui surgissent au-dessus du sol archéen sous forme de dykes et aussi de cônes avec cratères, dont quelques-uns sont bien conservés. Ils sont entourés de coulées, mais beaucoup moins développées que dans le Velay et restant mieux individualisées. Tous ces appareils sont compris à peu près dans le quart N.-E. de la feuille de Largentière de la carte au 80.000e. Au premier aspect, la topographie de cette région n'a rien de volcanique ; les cônes, les cratères et les coulées sont loin d'y sauter aux yeux comme sur la feuille de Clermont. Mais l'examen des détails ne tarde pas à faire reconnaître quelques formes très franches, telles que le cratère situé à un kilomètre au Sud du village d'Aizac et celui qui se

(1) M. Boule. — *Description géologique du Velay.*

trouve près du village de Jaujac, également un peu au Sud. Le cratère le plus grand et de forme très régulière, mais avec des pentes peu accusées, ce qui fait qu'on le distingue moins bien sur la carte, est celui du Pal, à quatre kilomètres au N.-O. de Montpezat. Il est échancré du côté S.-O.; on voit dans l'intérieur des cônes de scories basaltiques. Un ruisseau en descend. Dans le voisinage, le suc de Bauzon est un autre cratère, moins développé, également ébréché vers l'Ouest.

On n'observe pas dans le Vivarais les tables basaltiques brusquement coupées des environs du Puy. Les coulées ne se différencient pas topographiquement du substratum archéen, par la raison que leur résistance à l'érosion se rapproche beaucoup de celle de ce substratum. C'est ce que nous avons constaté ailleurs, notamment pour la chaîne occidentale du Velay sur le versant qui regarde l'Allier. La carte ne représente pas non plus ces coulées par un signe spécial, comme elle fait pour les laves de la chaîne des puys d'Auvergne. Il y a à cela une raison qui ressort de la différence signalée par M. Boule dans l'économie de chacune des deux régions considérées : « En Auvergne, la partie superficielle des coulées les plus récentes présente encore un aspect hirsute, scoriacé, boursouflé, qui ferait croire que ces coulées viennent de s'épancher. Elles forment des *cheires* rocailleuses, désolées, dont l'homme n'a pu encore prendre possession. Dans le Vivarais, les basaltes du fond des vallées ont leur surface beaucoup plus altérée, dépourvue de leur écume spongieuse superficielle, souvent parfaitement aplanie et recouverte de belles cultures. Il faut remarquer que cette différence peut tenir à des causes extrinsèques, et notamment à l'action humaine. On comprend que celle-ci n'ait pas cru devoir s'exercer activement sur les cheires de la chaîne des puys, d'altitude moyenne considérable (900 mètres), c'est-à-dire sur un haut plateau où le climat est rude, où les hivers sont longs, tandis que les terres voisines, beaucoup plus clémentes et partout fertiles (vallées de la Sioule et de l'Allier, plaine de la Limagne, pâturages du Mont-Dore) assuraient à leurs habitants une existence plus facile et une plus grande rémunération des efforts accomplis.

» Dans le Vivarais, au contraire, les roches volcaniques sont d'une fertilité qui contraste avec la stérilité des roches granitiques environnantes. Celles-ci forment des reliefs peu accessibles, des crêtes montagneuses, des surfaces escarpées perpétuellement dégradées par le ruissellement torrentiel et où l'homme ne peut retenir un peu de terre végétale qu'au moyen de travaux de soutènement longs et coûteux. Les roches volcaniques, au contraire, forment dans les points bas, ceux ou règne une température méditerranéenne, des territoires plats, au sous-sol d'une fertilité exceptionnelle. Il est donc

tout naturel qu'on ait cherché à les utiliser et qu'on se soit appliqué à transformer leur surface, à la débarrasser de roches incohérentes, à l'aplanir, pour en faire des champs de culture d'une grande richesse (1). »

APPAREILS VOLCANIQUES ALGÉRIENS

On a vu, dans la première partie de cette étude (2), que les côtes montagneuses de l'Algérie sont en partie composées de roches éruptives, de filons, d'épanchements, etc... On y trouve même des restes de cônes volcaniques en débris. Mais les formes topographiques de ces appareils ne sont pas conservées. Les éruptions, qui remontent à l'époque tertiaire miocène, sont encore antérieures aux plus anciennes du massif central de la France. C'est une raison suffisante pour que les formes caractéristiques des volcans y soient plus difficilement reconnaissables.

M. Gentil, qui a recherché et étudié avec le plus grand soin tout ce qui subsiste de ces manifestations éruptives (3), les présente comme appartenant à des volcans démantelés, souvent entièrement recouverts par des dépôts plus récents et fortement entamés par les érosions marines. Il a reconnu et décrit des coulées de basalte, qui affleurent, en lambeaux échelonnés, avec une épaisseur d'une trentaine de mètres, sur la rive droite de la Tafna, dans l'oued Bekiou, l'oued El Ançor, où pointent quelques dykes pouvant faire supposer sur un point l'emplacement d'un ancien cratère. Ces basaltes sont intercalés dans les couches miocènes. Mais l'appareil le plus important est celui auquel M. Gentil a donné le nom de *volcan andésitique de Tifarouïne.*

Cet ancien volcan est situé au bord de la mer, à l'extrémité occidentale de la petite chaîne du Sahel d'Oran. Il y a eu, dans cette région, une série d'éruptions volcaniques importantes, surtout andésitiques; mais au point de vue des formes topographiques, il n'en reste rien de bien net. « Les laves et les produits de projection, dit M. Gentil, ont édifié un massif qui a dû être assez imposant, si on en juge du moins d'après ses vestiges actuels, et si l'on songe, d'autre part, que ce massif a été considérablement démantelé

(1) M. Boule. — L'âge des derniers volcans de la France (*La Géographie*, 1906).

(2) Page 116.

(3) L. Gentil. — *Étude géologique du bassin de la Tafna*, 1903.

par les érosions marines et atmosphériques et qu'il est actuellement en grande partie recouvert par des sédiments. »

L'appareil est complet en ce sens qu'il comporte : 1° des produits de projection, en grande majorité ; 2° des coulées de lave, relativement peu importantes en comparaison du volume des matières projetées ; 3° des filons ; 4° enfin, un dyke central d'andésite compacte.

La structure du volcan est mise en lumière par l'étude du plongement des lits de coulées et de matières projetées. « Ceux-ci présentent une inclinaison assez régulière autour d'un axe vertical situé à peu près à mi-distance entre le djebel Mzaïta (398 mètres) et le djebel Mgarat (336 mètres). Les lits de brèche, avec les coulées intercalées, sont grossièrement tangents aux nappes d'une série de cônes emboîtés, ayant cet axe commun, et leur sommet à des hauteurs variables. A mesure qu'on s'élève dans la série de ces déjections volcaniques, on voit que l'angle d'inclinaison des coulées et des lits successifs de la brèche augmente, et cet angle est d'autant plus grand qu'on est plus rapproché de l'axe fictif dont je viens de parler.

» Si l'on considère, par exemple, les coulées des sommets des djebels Touïla et Mzaïta, la première plonge avec une inclinaison d'environ 35 degrés vers le Nord-Ouest, la deuxième d'environ 30 degrés au Sud-Ouest, et ces deux coulées, originellement identiques au point de vue pétrographique, ont dû s'épancher à peu près en même temps sur les flancs du cratère du volcan miocène.

» La cavité cratérienne apparaît encore, malgré les érosions qui ont considérablement modifié le relief du vaste cône de débris. Lorsqu'on se trouve au sommet du petit mamelon compris entre l'oued Chadia et l'oued Merdjem, il semble que l'on soit à peu près au centre du cratère, si l'on en juge, du moins, par le plongement périphérique de tous les bancs de lave que l'on voit, de loin, émerger de la brèche.

» L'emplacement de l'ancien cratère est actuellement occupé par une sorte d'entonnoir dont les bords coïncident à peu près avec les sommets des djebels Mgarat (336 mètres), Touïla (398 mètres), et l'ouverture de cette cavité n'a pas moins de deux kilomètres et demi de diamètre. L'entonnoir est échancré du côté Sud-Est par les oueds Chadia et Merdjem, dont la réunion forme l'oued Sidi Mediouni. La vallée de cet oued était amorcée, avant le travail de l'érosion, par une échancrure importante des parois du cône de débris. Le cratère du volcan de Tifarouïne, en effet, était ébréché dans cette direction (1). »

(1) L. Gentil. — *Étude géologique du bassin de la Tafna.*

On suit très bien cette description sur la carte au 50.000e; les sommets qui représentent l'ancien cratère sont bien, effectivement, disposés en cercle largement ébréché au Sud-Est; mais c'est tout. La disposition rayonnante des thalwegs sur le grand cône extérieur n'apparaît pas; la forme conique même ne se retrouve plus; on la cherche en vain dans la partie la mieux conservée, celle qui n'a pas été atteinte par l'érosion marine.

Les levés que nous possédons de ce terrain remontent à 1884, alors que l'attention des topographes n'était pas encore attirée sur les raisons tectoniques des formes du relief. Peut-être des levés nouveaux seraient-ils un peu plus expressifs; mais il est probable que la différence qu'amènerait dans le figuré une étude serrée de plus près n'irait jamais, pour un esprit non prévenu, jusqu'à faire reconnaître un volcan.

Nous arrêterons ici nos exemples de topographie volcanique. Nous avons parcouru la série, depuis les volcans actuels, en passant par les appareils encore presque aussi nettement accusés que s'ils étaient en activité, et d'ailleurs les plus récents, ceux de la chaîne du Puy-de-Dôme, jusqu'aux volcans les plus anciens dont on retrouve la trace, déjà très effacés et recouverts en grande partie de sédiments plus jeunes, comme le volcan de Tifarouïne, en passant par les états intermédiaires que montrent le Mont-Dore, le Cantal et le Velay.

Cette série est assez complète pour que nous n'ayons pas besoin de faire appel aux formes topographiques des nombreux appareils volcaniques anciens qui existent ailleurs; ce serait recommencer la description des mêmes types. Ainsi, le Vogelsberg, par exemple, rappelle le dispositif du Cantal; c'est également un cône aplati, dont le sommet est à 600 mètres au-dessus du Trias qu'il recouvre. Il marque l'origine commune d'une quantité de cours d'eau rayonnant vers la Kinzig, la Nidda, la Lahn et la Fulda.

On pourrait cependant regarder comme un cas particulier méritant une étude topographique spéciale celui des volcans envahis par la mer, ou s'élevant du fond de la mer, et prendre pour exemple l'archipel de Santorin, exemple classique, qui a été étudié dans tous ses détails par M. Fouqué (1).

Cet archipel présente un grand cirque oblong de onze kilomètres sur sept et demi, lequel n'est autre chose qu'un cratère de vastes dimensions, dont l'intérieur est occupé par un golfe, et dont les bords, en partie conservés, s'élèvent au-dessus de la mer en falaises à pic de 200 à 400 mètres de hau-

(1) Fouqué. — *Santorin et ses éruptions*, 1879.

teur. Le pourtour de ce cratère est constitué par la grande île de Théra, par celle de Thérasia et par l'îlot d'Aspro-Nisi. Les falaises font voir une lave stratifiée, recouverte de scories et de cendres. Les strates plongent quelquefois vers le cratère, mais le plus souvent elles sont inclinées vers l'extérieur. Dans la partie méridionale de Théra, ces couches éruptives viennent s'appuyer sur le mont Saint-Elie, composé de roches métamorphiques. Au centre du cratère s'élèvent trois petites îles éruptives, appartenant à un second cône intérieur, toutes trois datant des temps historiques; la dernière a surgi de 1707 à 1709. Depuis cette époque, les éruptions ont souvent agrandi les îles existantes et fait apparaître des îlots nouveaux qui quelquefois se soudent aux anciennes îles. La surface émergée va toujours en augmentant. Les laves sont extrêmement visqueuses, et se présentent plutôt à l'état d'intumescences sortant de la mer et venant se réunir les unes aux autres, qu'à l'état de coulées proprement dites.

Topographiquement, les îles volcaniques de ce genre sont très reconnaissables, puisqu'elles ne sont autre chose que l'appareil régulier du volcan en partie immergé et sur les flancs duquel le niveau de la mer suit une des courbes horizontales qui en définissent la forme.

En résumé la topographie des appareils volcaniques est très caractéristique et fort simple; mais elle disparaît assez vite lorsque l'activité cesse. Tous les cônes et cratères bien conservés remontent à peine à une époque plus éloignée que les premiers âges historiques. Les appareils plus anciens, tels que ceux du Mont-Dore et du Cantal, sont encore très reconnaissables à la disposition rayonnante des vallées autour d'un centre plus ou moins cratériforme. Ceux qui les ont précédés deviennent beaucoup plus difficiles à retrouver et ne se signalent plus que par l'apparence pustuleuse de la surface, provenant des cratères-lacs et des bombements plus ou moins bien individualisés de cônes adventifs. Enfin, lorsque les volcans appartiennent à l'ère tertiaire, ils sont fréquemment au moins en partie recouverts par des formations plus récentes qui contribuent à en effacer les traits saillants, et la définition topographique du terrain risque beaucoup de ne les faire soupçonner en aucune façon.

En dehors des appareils proprement dits, les roches éruptives à l'état d'épanchements forment des nappes sédimentaires qui ne se séparent pas topographiquement des sédiments marins ou lacustres. Elles peuvent donner des surfaces perméables ou imperméables; mais le plus souvent perméables, par la raison que les grandes coulées répandues au loin appartiennent surtout aux basaltes. Les formes sont fermes, accusant une roche solide. Cette

solidité est en général comparable à celle des grès et des calcaires résistants. Elle est d'ailleurs variable suivant l'espèce des roches éruptives. En général la texture des roches éruptives en partie vitreuses leur donne plus de solidité que n'en possèdent les roches entièrement cristallines composées des mêmes éléments; et par suite les formes topographiques des terrains qu'elles constituent sont plus anguleuses; les arêtes s'y maintiennent plus vives, moins disposées à s'arrondir par la dégradation périphérique de la masse. D'où la disposition des filons éruptifs à se manifester en dykes même dans les terrains cristallins.

CONCLUSION

Nous avons groupé, comparé et discuté les divers éléments de la connaissance du terrain, ou du moins tous ceux que nous avons pu réunir. Ces éléments sont de deux espèces ; les documents topographiques et les propositions dont l'ensemble doit constituer un corps de doctrine.

Les documents topographiques sont définitivement acquis, et leur intéressante collection ne peut que se développer et s'enrichir.

Parmi les propositions appelées à établir la doctrine, les unes sont acceptées sans restriction par tous ceux qui (géographes, géologues, topographes) s'intéressent à l'étude si captivante des formes du terrain ; d'autres sont contestées ; d'autres enfin, et dans cette dernière catégorie nous rangeons d'abord nos propositions personnelles, doivent être regardées comme de simples indications, faites surtout pour attirer l'attention et provoquer la controverse.

Dans toute science qui dérive de l'observation des faits, les principes sont d'autant plus solides qu'ils sont étayés sur un plus grand nombre d'exemples concordants ; les théories restent valables tant qu'elles ne sont contredites par aucun fait nouveau. Il y a donc tout intérêt, pour la science du terrain, à réunir et classer d'abord le plus grand nombre de faits, représentés par de bons documents topographiques. On doit désirer que des levés consciencieux et confiés à des opérateurs expérimentés soient exécutés aux échelles convenables, tant pour les études d'ensemble que pour celles de détail, dans tous les terrains, sous toutes les latitudes et tous les climats. Malheureusement, à beaucoup près, nous n'en sommes pas encore là.

Nos levés poursuivis dans le Sud de l'Algérie et de la Tunisie nous ont donné une collection de formes du plus haut intérêt, dont nous ne connaissions pas jusqu'à présent d'aussi remarquables exemples. D'autre part, nous ne possédons, ni en France ni en Algérie, rien de comparable, en ce qui concerne la topographie des terrains cristallins, à la coupure verticale de la vallée du Yosémite, ouverte d'un seul jet sur 1.200 mètres de hauteur dans une masse de granite ; nous n'avons rien non plus qui approche de la gigantesque vallée d'érosion du Colorado, ouverte dans l'épaisseur de

masses sédimentaires formant plateau. Les belles publications du Geological Survey des États-Unis contiennent bien d'autres sujets dont nous n'avons pas les équivalents : Grandes terrasses lacustres d'une étonnante fraîcheur, dépôts glaciaires de proportions énormes, etc... Nous en avons donné quelques reproductions. Ce sont des résultats trop remarquables, des preuves trop saisissantes de la puissance des phénomènes d'érosion et de transport, pour qu'on n'apprécie pas l'avantage d'en posséder une topographie correcte.

Les divers emprunts que nous avons faits aux documents étrangers permettent d'utiles comparaisons ; ils comblent aussi les lacunes de notre topographie actuelle, en ce qui concerne les appareils volcaniques, par exemple.

Nous n'avons pas eu, cependant, la prétention de tout faire entrer dans le cadre de notre travail. D'abord, quelque intérêt que présentent les documents et les remarques que leur examen provoque, il faut se limiter, sous peine de ne pas aboutir ; ensuite, en admettant qu'on puisse *tout avoir* (et on n'a jamais tout), il ne saurait appartenir à une seule initiative de produire dès aujourd'hui l'ensemble des documents et des études de toute nature qui se rapportent à la définition des formes du terrain. Un pareil travail général, si on l'entreprend, ne pourra venir qu'après l'exécution d'une série d'ouvrages analogues à celui du Geological Survey des États-Unis et au nôtre. Alors, il devra condenser, comme le livre de M. Suess dans un autre ordre d'idées, tous les efforts en une résultante, d'où sortira sans doute une doctrine complète.

Nous l'avons dit dans notre *avant-propos*, ce qui nous a décidé à reprendre ce sujet, vingt ans après MM. de La Noë et de Margerie, c'est l'intérêt que nous offrent nos documents topographiques nouveaux. L'ère des levés n'est pas close, tant s'en faut ; mais les surfaces qu'ils couvrent s'étendent d'année en année ; chaque campagne topographique rapporte son contingent de particularités intéressantes. En même temps, les laboratoires de géographie physique, dont l'organisation est encore récente, poursuivent leurs études et leurs recherches et en publient journellement les résultats sous forme de nombreuses monographies.

Ainsi, même pour la France et l'Algérie, notre travail ne peut que *marquer une étape*, constater la situation à une date déterminée.

Il ne paraît guère possible de décider quelles échelles de levés sont les plus favorables aux études topologiques. Il faut naturellement faire usage des grandes échelles lorsqu'il s'agit d'études de détail. M. P. Girardin, qui a

entrepris une intéressante série de monographies de glaciers, appuyées de *levés-échantillons*, présente ainsi la question :

« Il ne s'agit pas pour nous d'arriver à une reproduction cartographique d'ensemble d'un massif alpin, qui ne peut être le fait que d'une entreprise collective, mais de choisir une série de glaciers qui nous paraissent représentatifs d'un type, et d'en donner une figure à grande échelle. Nous aurons ainsi une collection de levés-types, non un ensemble qu'on pourra assembler. Aussi, avons-nous adopté du premier coup, d'accord avec M. Henri Vallot, le 5.000e, tandis que le 20.000e, qui a été choisi par MM. Henri et Joseph Vallot pour le Mont-Blanc, se prête mieux à la *carte* d'un massif. C'est le meilleur moyen de constituer peu à peu cet *Atlas des glaciers français* qui sera l'œuvre de nombreux collaborateurs, que relie la commission de topographie, et qui fera pendant à l'*Atlas des lacs français* de M. A. Delebecque. Quand on aura ainsi constitué un dossier complet de *types* morphologiques à grande échelle, non seulement le lac et le glacier, mais la dune, la forêt, le cône de déjection, le volcan, la partie descriptive de la géographie se trouvera allégée d'autant. Il n'y a pas de science qui ne commence par l'analyse, et analyser une forme de terrain c'est l'isoler en l'agrandissant, au sens cartographique du mot (1). »

En principe, nous sommes bien de cet avis. Les études de détail comportent des dessins détaillés et par conséquent à grande échelle ; soit au 5.000e, par exemple. Une échelle uniforme, au moins pour les levés d'une même catégorie d'accidents, a l'avantage de faciliter les comparaisons. D'autre part, plus l'accident, ou le genre d'accident, comporte des menus objets, plus l'échelle doit être grande, si on veut pouvoir les figurer clairement. L'échelle du 5.000e, si elle convient bien aux glaciers, sera presque toujours inutile pour la représentation même très complète d'accidents d'une topographie très simple, tels que le cône de déjection ou le cône volcanique, par exemple ; tandis qu'elle pourra n'être pas suffisante pour rechercher dans le détail le faciès topographique des escarpements et des sommets rocheux. Il pourra même arriver que certains objets, comme les lapiaz, exigent des échelles sortant absolument du domaine topographique.

Nous avons dit (2) les difficultés que rencontre la figuration topographique du rocher. La méthode la plus rationnelle à suivre, pour arriver à les surmonter et à déterminer des *formules* suffisantes, serait de procéder à des séries d'études à très grande échelle, classées par nature de roche, assez

(1) P. GIRARDIN. — *Le glacier de Bézin en Maurienne.*

(2) Voir page 292.

nombreuses pour que leur généralisation à l'échelle des levés du reste du terrain, puis à celles des cartes, permettent d'énoncer des règles dégagées de tout arbitraire. Ce travail est commencé; malheureusement nos topographes ont toujours, à chaque campagne, à remplir un programme trop chargé pour qu'ils puissent consacrer à ces études de détail une partie suffisante de leur temps.

Mais, si la méthode des dessins analytiques à très grande échelle nous semble indiquée pour la recherche de la synthèse du rocher en projection, nous ne pensons pas que cette même méthode puisse être appliquée avec un égal succès dans certains autres cas, et qu'il convienne de la généraliser. Elle nous paraîtrait au contraire non seulement inutile, mais nuisible.

En effet, ce qui permet de reconnaître des propriétés topographiques distinctes aux diverses natures de terrain, c'est surtout l'homogénéité en grand, qui apparaît aux échelles dites topographiques, tandis que l'homogénéité en petit n'existe pas. L'absence de cette dernière introduit dans le détail vu de trop près des quantités de formes élémentaires, de cas particuliers, de circonstances fortuites, de ressemblances ou d'exceptions, qui par leurs petites dimensions échappent aux échelles topographiques, restent sans influence sur les formes à ces échelles, mais prennent, en se plaçant au premier plan dans une étude trop détaillée, une importance qu'elles n'ont pas. Alors, il est à craindre que dans le travail d'analyse poussé trop loin, en saisissant sur le vif un mécanisme de détail local, on ne soit amené à en exagérer le rôle, et à lui attribuer, par extension, des résultats d'ensemble qui relèvent en réalité d'un ordre de choses différent.

Parmi les enseignements qui peuvent se dégager de notre étude, il en est un sur lequel nous avons insisté à diverses reprises : c'est qu'il est impossible, très souvent, non seulement d'expliquer les formes par des actions élémentaires, mais même par des considérations locales, et qu'on ne peut en avoir la clé qu'en cherchant dans l'histoire géologique de la région étudiée et en faisant appel à la tectonique. Ainsi, pour n'en rappeler qu'un exemple dans la région parisienne, l'examen local suffit pour expliquer le profil en travers des vallées qui ravinent le plateau de la Beauce; mais cet examen local ne donne pas le pourquoi de l'orientation systématique des découpures de ce plateau, ainsi que des témoins isolés qu'on en rencontre à grandes distances. Dès qu'il s'agit d'expliquer cette orientation, si frappante sur une carte à échelle suffisamment réduite, il faut chercher dans le passé et dans le sous-sol.

Nous ne prétendons pas, cependant, proscrire l'examen de détail. Au contraire, il est à notre avis indispensable, et c'est par lui qu'il faut com-

mencer. Le premier travail est toujours celui de la constatation des faits et celui des mesures qui précisent cette constatation. Mais ensuite, quand il s'agit d'expliquer, il faut se montrer circonspect. On doit alors chercher la valeur du détail dans l'ensemble et élever le point de vue. Enfin, si la raison échappe, il faut savoir le reconnaître, et ne pas expliquer *quand même.*

Tel est, pensons-nous, le meilleur conseil à donner aux jeunes topographes en possession de la théorie et appelés à raisonner sur les faits au cours de leurs travaux de levés.

Dans les études morphologiques de détail, les monographies, les thèses de géographie physique, embrassant un domaine plus ou moins limité ou s'adressant à des ensembles, qui paraissent pour ainsi dire chaque jour, soit en volumes spéciaux, soit dans les publications périodiques, il est rare qu'on ne rencontre pas quelque proposition, ou tout au moins quelque remarque intéressant la doctrine et appelant la discussion. C'est ainsi que nous avons connu divers travaux importants trop tard pour pouvoir en tenir compte à la place où il eût fallu en parler. On trouvera ci-après quelques notes additionnelles qui s'y rapportent.

Si on n'a jamais tout, du moins les matériaux ne nous ont pas fait faute au cours de notre travail, et nous adressons ici nos très empressés remerciements à MM. C. Calciati, P. Girardin, Haug, le général Jourdy, le général de Lamothe, E.-A. Martel, E. de Martonne, Termier, Ph. Thomas, A. Vacher, Ch. Vélain, qui ont bien voulu nous envoyer ceux de leurs ouvrages qui pouvaient nous guider et nous éclairer. Enfin, M. Emmanuel de Margerie, dont l'approbation nous est particulièrement précieuse, nous est très obligeamment venu en aide, par la communication de sa nouvelle étude sur le Jura, par l'indication de nombreux documents, et en mettant même à notre disposition les importantes ressources de sa bibliothèque.

Nous avons présenté nos extraits topographiques par séries, dans l'ordre où la discussion les appelait. Mais ils peuvent recevoir des groupements différents, suivant l'objet qu'on se propose et le point de vue auquel on se place. Dans le but de faciliter les recherches, nous avons donc indiqué divers groupements principaux, par ordre alphabétique et par ordre de numéros, dont on trouvera la liste à la fin de l'ouvrage.

GÉNÉRAL BERTHAUT

Mars 1910.

ADDITIONS

Sur la topographie des glaciers.

Quelques cas de diffluence des glaciers actuels. - Ce que signifie la ligne de partage des eaux en haute montagne; tel est le titre d'une brochure publiée en 1908 par M. P. Girardin.

« A l'heure actuelle, dit M. Girardin, la *diffluence* ou bifurcation des eaux courantes se séparant d'un même lit pour couler dans deux sens opposés et dans deux bassins hydrographiques différents est un fait exceptionnel. » Mais il en est autrement lorsqu'il s'agit des glaciers : « Il y a trois manières d'être possibles entre deux glaciers voisins qui arrivent à se toucher, et sur les trois une seule, la première, est commune au glacier et au cours d'eau. » Ces trois manières sont : 1° *la confluence ;* qui n'a pas besoin d'être définie; 2° *la diffluence :* « Un glacier peut se diviser en deux branches qui coulent chacune pour elle-même dans un sens différent. » 3° *La transfluence* « cas particulier de la diffluence, lorsqu'un glacier diffluent franchit un col ou une ligne de faîte, pour se jeter, à titre d'affluent, dans le glacier qui remplit la vallée voisine. »

M. Girardin fait observer qu'à l'époque présente la diffluence des glaciers est un fait peu commun, tandis qu'à l'époque glaciaire c'était le fait le plus fréquent. Il cite un certain nombre de cas de diffluence réalisés à l'époque glaciaire et qui ont aujourd'hui disparu, et quelques cas de diffluence dans les glaciers actuels.

Chaque cas de diffluence ou de transfluence est intéressant à étudier en particulier; mais, d'une manière générale, le fait en lui-même ne paraît pas tenir à une différence entre les lois qui régissent les glaciers et celles dont relèvent les cours d'eau. Il n'y a là, pensons-nous, que des différences d'effet tenant à une différence de fluidité.

La première conséquence de cette différence de fluidité, c'est que *topographiquement* l'eau courante ne possède dans le lit des rivières et des ruisseaux qu'une épaisseur insignifiante, négligeable au point de vue des accidents du sol. Sur un plan-relief au 10.000^e, les quelques mètres de profondeur de l'eau courante ne sont représentés que par quelques dixièmes de millimètre, à peine perceptibles. Au contraire, les accumulations de neige et de glace prennent des épaisseurs très variables, mais qui atteignent facilement plusieurs centaines de mètres, et sont figurées à la même échelle du 10.000^e par des masses qui noient les formes du terrain sur des hauteurs de plusieurs centimètres.

La seconde conséquence de la différence de fluidité, c'est que l'eau sans mouvement, ou animée d'un mouvement faible, présente une surface horizontale ou presque horizontale, tandis que la surface des neiges et des glaces accumulées peut demeurer très inclinée sans exiger impérieusement une position d'équilibre.

L'eau ne s'arrête que sur une pente nulle; elle ne s'accumule qu'en amont d'un

obstacle ou dans une dépression. La neige et la glace, sur des pentes même très fortes, s'accumulent facilement sans être retenues par un obstacle en aval.

Dans les phénomènes torrentiels, quand la crue se charge jusqu'à se transformer en courant de matières, la *lave*, en perdant sa fluidité, forme une masse qui durcit très vite ; elle encombre le canal d'écoulement jusqu'à une hauteur que l'eau seule n'atteindrait pas, et elle est susceptible de s'arrêter sous une inclinaison très accusée, qu'elle gardera jusqu'à ce que le travail ultérieur de l'eau ait plus ou moins déblayé le canal.

Ainsi, dans un thalweg, la lave torrentielle, en raison de sa *viscosité*, peut avoir topographiquement plus d'analogie avec le fleuve de glace qu'avec le courant d'eau. L'exemple **N° 87**, qui représente le cône de déjection du torrent de Boscodon, montre seulement la partie inférieure du ravin rempli par une accumulation de matériaux qui remonte loin en amont. Si l'on fait abstraction du mouvement lent de la glace, on voit que le remplissage d'un canal d'écoulement et même d'un fond de vallon par la lave peut avoir beaucoup de ressemblance, *comme formes topographiques*, avec un glacier de vallée.

Supposons un massif montagneux de moyenne altitude, dont la crête arrondie partage les eaux entre deux versants. Ce massif, modelé par les érosions pluviales et fluviales, se creuse, sur chacun des deux versants, de vallons transversaux qui aboutissent à des vallées latérales. La crête présente une succession de sommets séparés par des cols qui correspondent aux têtes des vallons, plus ou moins opposés de part et d'autre (cols de tête) (1). Les *contreforts* présentent aussi des sommets, habituellement moins élevés que ceux de la crête, et séparés également par des cols (cols de flanc). L'agencement des lignes oro-hydrographiques comprend : 1° les lignes de faîte, passant par les cols, les sommets, les crêtes des contreforts, leurs croupes terminales et les confluents ; 2° les lignes d'eau, passant par les cols, les thalwegs et les confluents. Au cours du travail de modelé par la pluie, il y a *diffluence* des eaux de ruissellement sur les lignes de faîte et sur toutes les croupes ; il y a *confluence* dans tous les thalwegs, qui se creusent graduellement. Enfin, il y a, en outre, creusement des thalwegs par l'érosion transversale des cours d'eau qui s'y établissent.

Dans le découpage en festons des crêts, sur les flancs d'un anticlinal, les *creux* sont dus à la confluence ; les *saillants* des festons sont dus à la diffluence.

La représentation du massif montagneux en courbes horizontales montre de quelle façon il serait découpé par une nappe d'eau à divers niveaux. A un niveau inférieur, cette nappe se bornerait à dessiner les vallons ; à un niveau élevé, atteignant les cols de flanc, elle isolerait sous forme d'îles les contreforts de la crête principale. Cet effet, plus ou moins accentué, est le seul qui puisse résulter de la présence d'une nappe d'eau, parce que la nappe d'eau ne peut être qu'horizontale.

Mais le résultat sera tout différent si nous supposons, au lieu de l'envahissement par une nappe d'eau, celui d'une masse de neige et de glace. La région du faîte sera la première atteinte ; elle se couvrira d'une calotte blanche. Cette calotte s'alimentant par en haut, la masse descendra de part et d'autre dans les vallons. Il y aura donc tout d'abord, à partir du faîte, une *diffluence* tout à fait analogue à celle qui résulte du ruissellement de l'eau, mais avec la lenteur que comporte l'état de la matière, et

---

(1) Voir page 294.

avec l'accumulation qui est la conséquence de son manque de fluidité ; puis diffluence sur chaque versant, à l'origine de chaque contrefort. C'est, extrêmement ralenti, le même phénomène. Enfin, si le niveau de la glace s'élève dans les vallons, les cols de flancs pourront être envahis et il y aura *transfluence ;* ou bien, on pourra considérer que les parties des contreforts qui sont voisines du faîte du massif, maintenant isolées, ne représentent plus que des îles, la diffluence ne commençant qu'à partir des cols de flanc envahis par la glace. Cette diffluence se maintiendra dans les vallons jusqu'à ce que le front des glaciers de ces vallons atteigne et envahisse la vallée principale.

Si la masse augmente, l'épaisseur s'accroîtra sur le faîte et le niveau montera dans les vallons ; mais la surface restera inclinée, quoique peut-être un peu moins, parce que l'accroissement en longueur sera toujours plus grand qu'en épaisseur. M. Girardin fait cette remarque, à propos des traces laissées par les anciens glaciers : « Les moraines latérales, en particulier, conservent la pente de l'ancien glacier, pente à peine plus forte que celle de la vallée dont elles dominent le fond, mais plus faible que celle du glacier actuel. »

Ainsi, la surface de la glace ne s'établissant pas horizontalement, comme celle de l'eau, la pente accentuée qu'elle conserve maintient la séparation des glaciers qui progressent dans les vallons. Le terrain, au lieu d'être coupé par un plan de niveau, comme dans le cas d'une nappe d'eau, est coupé par un plan plus ou moins incliné du faîte vers la vallée. Mais si les glaciers continuent à se développer, les vallées latérales elles-mêmes sont atteintes, l'inclinaison de la surface diminue encore, les vallées deviennent des glaciers, et les contreforts ne figurent plus que des îles surgissant d'une nappe ininterrompue. On voit qu'alors la diffluence devient très relative.

Pour n'en prendre qu'un exemple entre mille, au Mont-Blanc, l'obstacle présenté par un contrefort, la *Montagne de la Côte*, divise la masse qui descend du sommet et du dôme du Goûter en deux glaciers, celui des Bossons et celui de Taconnaz. Il y a donc diffluence. Mais le prolongement de ce contrefort vers le sommet, en majeure partie recouvert par la glace, laisse poindre les Grands-Mulets et la traînée de rochers qui s'échelonnent plus haut jusqu'au Grand Plateau. Là, ce sont des îlots rocheux ; on ne peut pas dire qu'il y ait diffluence. S'il survenait une nouvelle période glaciaire, la vallée de Chamonix se remplirait comme autrefois. Alors, la Montagne de la Côte deviendrait aussi une île, de dimensions un peu plus vastes que les Grands-Mulets, et la diffluence cesserait d'exister, parce qu'il y aurait un peu plus bas confluence, en vertu du comblement de la vallée par la glace, et du relèvement du plan incliné. Enfin, le phénomène s'accentuant encore, la *transfluence* du trop plein de la vallée de Chamonix se produirait, comme à l'époque quaternaire, par-dessus le col des Montets. D'autre part, la *diffluence définitive* pourrait être reportée beaucoup plus loin en aval.

On comprend ainsi, sans qu'il y ait là de particularité relevant d'une loi spéciale, que certaines diffluences de glaciers, ayant longtemps existé dans des régions aujourd'hui très au-dessous du niveau des glaces, aient pu, par suite du surcreusement glaciaire, donner lieu à des vallées qui restent bifurquées vers l'aval.

En somme, les faits de diffluence et de transfluence, beaucoup plus fréquents dans les glaciers que dans les rivières, sont la conséquence directe de la disposition inclinée des glaciers et de l'épaisseur de leur masse ; et ces deux causes dérivent elles-mêmes d'une cause unique, qui est le manque de fluidité de la matière, en comparaison de la fluidité de l'eau.

Le mécanisme même de l'érosion transversale dans les rivières, avec une profondeur d'eau *topographiquement* insignifiante, ne dispose pas à de grands effets de diffluence. Mais on peut estimer qu'il y a diffluence, sur une petite échelle, en proportion de la profondeur des lits, chaque fois qu'une rivière se partage en deux ou plusieurs bras, séparés par des îles ou par des deltas. Il n'est pas douteux qu'à l'époque dite *des hauts niveaux*, il existait des embranchements fluviaux qui ont aujourd'hui disparu; quand, par exemple, un bras du Rhône passait par les gorges de l'Albarine et du Furans (1).

Il pouvait aussi se produire des *transfluences*, car il suffit souvent pour les faire naître, dans des proportions réduites, d'élever le niveau d'un ruisseau par un barrage, par la fermeture d'une vanne. L'irrigation est en petit de la transfluence artificielle.

« Si, dit M. P. Girardin, la notion d'une *ligne de partage des eaux*, permanente et conçue comme le squelette de la Terre, n'a pas résisté à l'analyse de la genèse des formes du terrain, celle de *bassin hydrographique* a gardé sa valeur, ne serait-ce que comme aire recueillant par an une certaine quantité d'eau, connaissance indispensable pour établir des chutes d'eau, des canalisations, des réservoirs, etc... »

Bien que les lignes de partage des eaux, ou du moins certaines parties de ces lignes, soient sujettes à se déplacer sensiblement et qu'elles l'aient été bien davantage sous des régimes antérieurs de pluies intenses, la notion de la ligne de partage n'en est pas moins utile; peut-être même sa considération est-elle d'autant plus nécessaire que son tracé est plus fragile et plus incertain; car il peut, à un moment quelconque, ménager des surprises, donner lieu à des captures, par exemple.

L'erreur des anciens géographes n'est pas d'avoir reconnu et admis la ligne de partage, mais bien d'en avoir fait une ligne primordiale alors qu'elle n'est qu'une résultante, et surtout de l'avoir confondue avec les accidents orographiques, auxquels elle est parfois assez étrangère, en poussant la confusion jusqu'à inventer pour les besoins de la cause des chaînes de montagnes qui n'ont jamais existé que dans leur imagination.

C'est surtout dans les pays plats que l'étude du partage des eaux est intéressante; souvent alors il dépend de la nature du terrain, de sa perméabilité, du plongement des strates, qui déterminent le régime du ruissellement et celui des sources. Ce n'est plus d'une *ligne*, mais bien d'une zone indécise parfois assez large qu'il s'agit. Cette zone peut comprendre des cuvettes sans écoulement; il peut arriver aussi que le ruissellement conduise les eaux dans tel bassin, tandis que l'infiltration les amène, par des couches du sous-sol inclinées en sens inverse de la pente de la surface, à se rendre dans tel bassin différent, etc... Ce sont les régions dont le levé topographique est le plus délicat et qu'on doit réserver aux opérateurs les plus expérimentés et les plus habiles, tandis qu'on confiera des versants bien nettement caractérisés à des topographes moins éprouvés.

M. P. Girardin, dans une de ses intéressantes monographies de glaciers (2), compare très justement les dômes neigeux, en haute montagne, aux dunes de sable. « Une différence fondamentale entre les glaciers et les eaux courantes, c'est que leurs bassins de réception ne se confondent pas, le bassin de réception hydrographique étant différent

---

(1) Voir page 222.

(2) P. Girardin. — *Le glacier de Bézin, en Maurienne.*

du bassin glaciaire en ce que dans le premier les filets d'eau n'obéissent qu'à la pesanteur et suivent la pente, tandis que dans le second la neige est soustraite par le vent à l'action unique de la pesanteur et peut remonter les pentes de façon à alimenter des appareils situés sur un versant opposé, dans un autre bassin hydrographique... C'est là un nouveau fait à l'encontre de l'importance qu'on est trop souvent porté à accorder à la ligne de partage des eaux, qui n'est pas la ligne de partage des neiges même en montagne. Par les jours de neige, qui sont habituellement des jours de vent, on voit ainsi cheminer les flocons de neige à contre-pente jusqu'à la hauteur de l'arête. Ainsi s'expliquent les corniches de neige qu'on trouve jusqu'au cœur de l'été au sommet des cols, ou plutôt en contre-bas, là où l'abri de la crête amortit un peu la violence du vent et permet à la neige de se déposer. Du côté opposé, la dune se termine par un à-pic, par une corniche. Le sort de la neige, surtout de la neige fraîchement tombée, se rapproche davantage de celui du sable que de celui de l'eau ; comme le sable, la neige forme des dunes, progressant dans le même sens, qui est celui des vents dominants, et qui peuvent remonter les pentes. »

L'analogie des mouvements et des formes qui en résultent est très remarquable, en effet, et elle se vérifie jusque dans le détail. Les accumulations de neige sur les hautes cimes présentent à l'égard de la direction du vent les mêmes crêtes et les mêmes différences de pente que les dunes de sable ; le versant qui subit directement l'action du vent montre de même ce ridement de la surface qu'on observe dans les dunes, et on voit la crête de neige *fumer* comme fume la crête de la dune de sable. Mais les conditions topographiques, en haute montagne, ne permettent guère aux dunes de neige de voyager. Toutefois, en raison du déplacement de la neige sous l'action du vent, déplacement dont l'amplitude doit être très variable suivant les circonstances, il est vraisemblable que la ligne des points culminants des neiges n'est pas située verticalement au-dessus de la ligne de crête du massif qu'elles recouvrent. Quelle influence ce fait peut-il avoir, au point de vue du partage des eaux ? S'il s'agit d'avalanches, elles doivent se diviser entre les deux versants opposés suivant les mouvements du revêtement de neige, de névé et de glace. S'il s'agit d'infiltrations ou de ruissellement d'eaux de fonte, elles doivent plutôt s'écouler de part et d'autre de la crête du terrain qu'elles atteignent. Quoi qu'il en soit, ces faits nous paraissent d'un intérêt secondaire, au point de vue spécial des formes du terrain.

La ligne de partage des eaux, ligne topographique, ne partage pas autre chose que les eaux de ruissellement. En montagne, le ruissellement s'établit assez facilement sur toutes les surfaces inclinées, de quelque nature qu'elles soient. En pays moyen et en pays ondulé, si le sol est imperméable, toute l'eau qui échappe à l'évaporation et à l'absorption par les végétaux ruisselle sur les versants de part et d'autre de la ligne de partage ; si le sol est moyennement perméable, tout ce qui est absorbé par le terrain échappe au ruissellement et profite aux sources, qui la plupart du temps, et en particulier dans le haut des versants, n'ont rien à voir avec la ligne de partage ; enfin, si le terrain est très perméable, la ligne de partage ne partage rien du tout ; elle perd tout intérêt au point de vue hydrologique.

A propos du glacier de Bézin, M. P. Girardin reprend la question de la forme en U, considérée comme devant représenter celle de la vallée glaciaire :

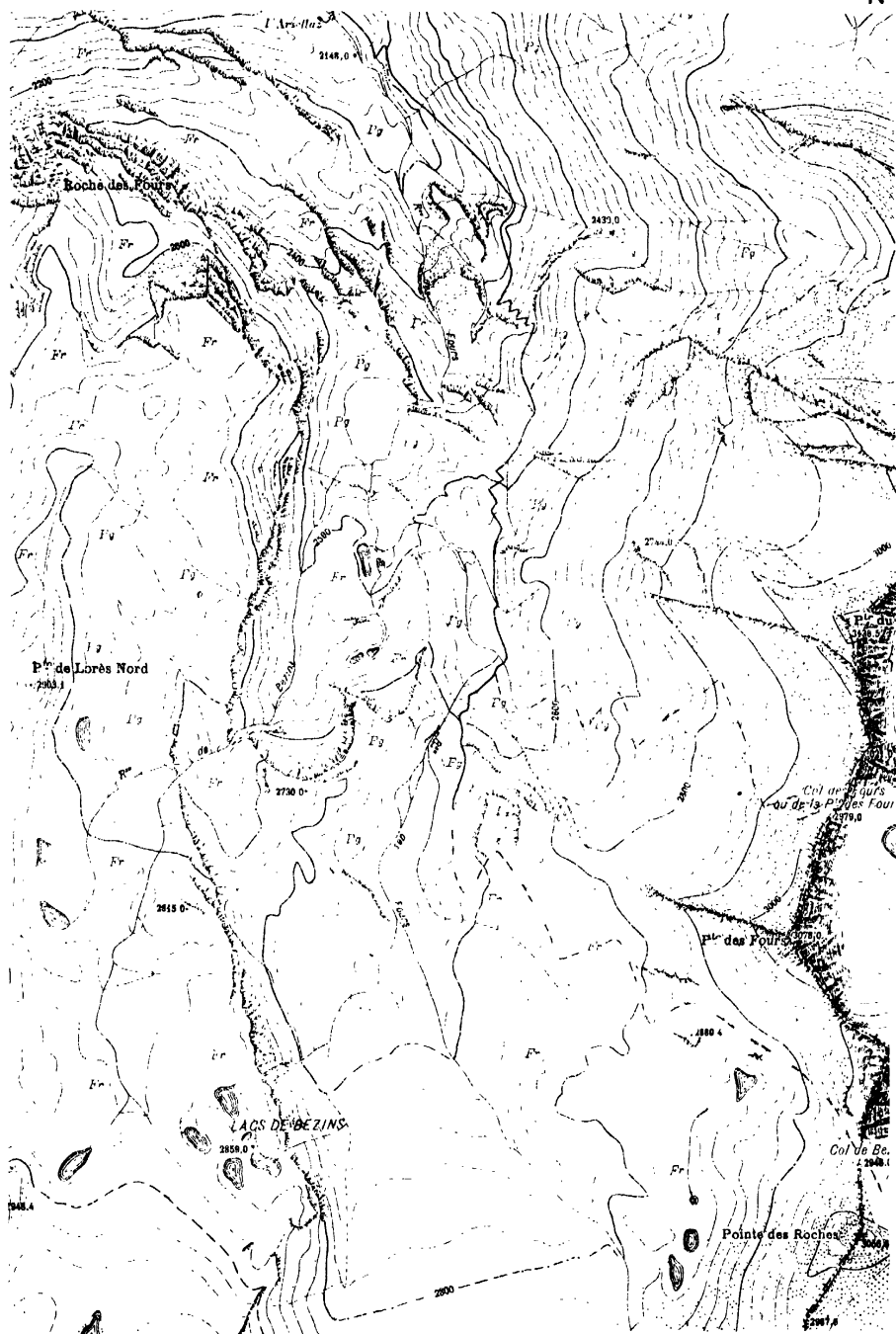
« Les deux glaciers de Bézin, inférieur et supérieur, sont deux glaciers de cirque, en entendant par là un tronçon de haute vallée tranché à pic vers l'aval et resté suspendu. On voudra donc y reconnaître le profil transversal caractéristique du cirque : bords

abrupts venant se raccorder sous le glacier pour former l'U classique, dont le maximum de profondeur doit se trouver à peu près au milieu du vallon, sous le glacier, qui correspond au maximum de la puissance d'affouillement du glacier. Le torrent sous-glaciaire doit suivre à peu près l'axe de la vallée surcreusée.

» Or, la partie découverte en avant du glacier, bien que partiellement noyée sous un revêtement erratique qui ne laisse apparaître la roche en place que sur le pourtour, correspond à peu près à ce signalement : le milieu de la cuvette est occupé par deux lacs qui n'en feraient qu'un si une barre de moraine ne les séparait; et la courbe 2.790, décrivant à peu près les quatre côtés d'un carré, répond à l'allure des sections horizontales dans un cirque, en U couché et non en V...

» Mais en amont, on voit le front du glacier divisé en deux langues par un éperon de roche en place composé de barres schisteuses parallèles et moutonnées, émergeant d'une couverture de débris. Là devrait être, suivant la théorie de l'érosion glaciaire, le point le plus profond du vallon; c'est au contraire un affleurement de roche en place, séparant deux thalwegs très distincts, occupés chacun par un torrent, et, pour autant que sous la surface amincie du glacier on peut deviner l'allure du sol, les courbes de niveau iraient concourir sur la ligne de ces deux thalwegs suivant une série de V largement ouverts. On n'est pas en présence d'un fond de vallée en U; les versants rocheux se raccordent vers le centre des thalwegs; ils ne forment pas un rivage à pic à l'endroit où la roche plonge sous la glace... Il semble bien qu'on a affaire, en dernière analyse, à un thalweg qui se ramifie vers l'amont. Chaque thalweg possédant son torrent, on a toutes les traces de l'action de l'eau courante dans le détail du modelé; il n'y a de glaciaire que l'aspect d'ensemble, le contact entre les versants redressés et la glace donnant lieu à une rupture de pente analogue à celle qui suit le pied d'une vallée remblayée, sans doute parce que les éboulis sont déblayés par le glacier au fur et à mesure qu'ils tombent et qu'il n'y a pas raccordement graduel des versants inclinés au fond plat. Ces observations concordent donc avec celles de M. Jean Brunhes.

» Nous avons des raisons de croire que dans beaucoup de glaciers le fond rocheux présente une pente très adoucie, au lieu de plonger brusquement comme les branches d'un U. »

Ces très justes observations présentées par M. P. Girardin ne nous paraissent pas en désaccord avec la théorie, si l'on veut bien considérer que la forme *théorique* des lits, c'est-à-dire la forme vers laquelle ils tendent et non pas la forme qu'ils réalisent toujours, est l'arc de cercle dans les parties droites, et une courbe dissymétrique, plus creuse vers la rive concave, dans les tournants. Il est évident que les différences de dureté qui peuvent se rencontrer dans les roches du lit, de même que les particularités du mouvement des matériaux charriés sur le fond, y introduisent de notables irrégularités, dans les rivières et à plus forte raison dans les glaciers. Le fait même de l'existence de deux ou plusieurs ruisseaux, ou de ruisseaux ramifiés sous les glaciers, montre bien qu'il ne s'agit pas d'une forme d'ensemble en V, mais d'un fond plus ou moins irrégulier, suivant les détails de l'attaque par l'eau de fonte, par la glace et par les blocs entraînés. En somme, il y a érosion sur tout le fond. Quant à la forme en U, elle se réalise, avons-nous dit, lorsque le lit s'approfondit, dans les glaciers comme dans les rivières, par la hauteur des berges rapides. Si l'approfondissement devient très grand par rapport à la largeur, la forme en U devient la forme en gorge à parois plus ou moins rapprochées de la verticale. Ce qui constitue l'U, c'est bien plus la raideur des

Échelle du 20 000e

TARENTAISE

Échelle du 20 000e

N° 265

berges que l'état du fond. Mais ce dernier lui-même doit avoir d'autant plus de disposition à prendre une forme concave régulière que les forces en jeu triomphent plus complètement des résistances opposées par les roches qui le constituent. La supériorité de l'attaque sur la résistance dépend donc d'abord de la nature du fond, ensuite du volume des glaces qui y pressent de tout leur poids, enfin de la disposition de la pente sur laquelle elles progressent, entraînant avec elles les blocs de toute grosseur de la moraine profonde (1).

On conçoit donc que s'il s'agit de vallées supérieures, en roches dures, dans lesquelles s'installent des glaciers dont la masse est relativement peu considérable et ne représente ni une pression énorme, ni un mouvement important, l'action érosive doit être modérée. Il serait extraordinaire d'y trouver des lits s'enfonçant à pic et profondément, alors qu'aucun outil d'érosion ne pourrait justifier leur creusement. Tandis que s'il s'agit des grands glaciers *de vallées* actuels, et mieux encore des vallées qui ont été jadis des lits de glaciers remplis sur plusieurs centaines de mètres de hauteur, le creusement en parois abruptes s'explique, et il est d'autant moins douteux que les effets en subsistent encore très nets.

Le glacier de Bézin, réduit à quelques centaines de mètres de longueur, fait avec celui de la Jave partie d'un ensemble dont la pente, dirigée du Sud vers le Nord, est opposée à celle du vallon de la Lenta, dans lequel il aboutissait, lorsque ce vallon, très nettement creusé en U, était un lit de glacier affluent du glacier de l'Arc. Le mouvement de la glace dans ce lit s'opérait en sens contraire de la pente générale des glaciers de Bézin et de la Jave, qui vraisemblablement étaient immobilisés, ou à peu près. L'ensemble de ces petits glaciers, entaillés peu profondément dans un étroit plateau qui constitue sur ce point la séparation entre Maurienne et Tarentaise, s'est morcelé en glaciers *de cirques* séparés par des névés et des accumulations de débris morainiques, avec des écoulements latéraux ; celui de Bézin par le ruisseau des Fonds. Dans ces conditions, si le glacier de Bézin a plus ou moins raboté sa cuvette, s'il en a poli et strié les roches, il a contribué dans ses faibles moyens au travail d'érosion. Il faut lui en savoir gré et ne pas se montrer trop exigeant.

Les levés au 20.000e de la haute Maurienne et de la haute Tarentaise, dont une partie vient tout récemment d'être rédigée, nous fournissent de très intéressants spécimens de topographie glaciaire. Dans le **N° 264**, qui représente une partie du glacier des Fours, le mécanisme du creusement en gradins et en cirques, par action régressive du mouvement de la glace, est pris sur le fait.

La partie Sud montre une portion du glacier ; les courbes de niveau de la glace sont en traits interrompus. L'allure des rives, surtout sur le versant gauche de la vallée, dessine franchement le creusement en U, par gradins successifs. A 800 mètres environ en aval de la limite actuelle de la glace, on voit des érosions circulaires très nettes, se prolongeant par un ressaut qui tend à se raccorder avec celui qui existe un peu plus en amont. Plus bas, on en distingue d'autres, moins régulières, mais qui cependant dessinent très bien un second gradin disposé de même. Les ramifications du ruisseau, sur ces gradins, contournent les bosses qu'ils présentent et franchissent les ressauts.

---

(1) Voir pages 261 et 262.

Ça et là, on voit quelques petites cuvettes fermées, dont certaines donnent lieu à de petites pièces d'eau. Il est très visible que si les ruisselets ont creusé leurs thalwegs dans ce fond de lit abandonné, du moins ce n'est pas à leur travail qu'il faut attribuer les excavations en cirques, ni les abrupts qui prolongent latéralement leurs murailles. Il ne s'agit pas ici de couches calcaires ou gréseuses alternant avec des argiles ou des sables, dont la présence déterminerait le sapement par la base; les dépressions circulaires sont creusées dans l'épaisseur de la masse des schistes repliés sur eux-mêmes, et dont la structure possède *un sens* qui se traduit par la dissymétrie des versants plus inclinés d'un côté que de l'autre. Si le glacier prenait une nouvelle extension, le travail des blocs morainiques et de la glace s'écroulant en séracs dans les excavations aurait pour effet certain d'en faire reculer le bord vers l'amont.

L'explication que nous avons proposée pour le creusement des cirques glaciaires (1) concorde bien avec l'opinion exprimée par les auteurs de l'*Interpretation of topographic maps* des États-Unis, à propos des formes d'érosion présentées par les montagnes du Montana occidental (Pl. CXXIV de l'ouvrage): « La glace a creusé *comme une gouge* la roche dure, à l'emplacement des bassins lacustres actuels... Les pentes escarpées des flancs se rejoignent à la naissance même de la vallée, de sorte que celle-ci, large et ouverte dès son origine, a une profondeur de plusieurs centaines de pieds. Cet aspect particulier représente un cirque, et les cirques caractérisent l'action glaciaire en montagne, etc... »

Cette image de la glace opérant à la façon d'une gouge indique bien à la fois la pression et le mouvement de l'outil dans le sens de la pente, qui sont les conditions de la démolition des escarpements et du recul par le haut, et non du sapement par le bas.

Un fait qui démontre bien la réalité de l'action érosive de la glace en marche, s'exerçant sur le fond avec l'aide de la moraine profonde, c'est précisément la répartition des eaux de fonte sous le glacier, en deux ou plusieurs ruisseaux, qui restent encore divisés dans les extrémités antérieures des cuvettes des glaciers en décroissance, ainsi que dans leur passage à travers les moraines frontales successivement abandonnées. Plus bas, dès que l'érosion par l'eau seule a repris tous ses droits, ces ruisseaux se joignent; il n'en existe plus qu'un, et il suit le thalweg, comme dans tous les vallons non occupés par la glace.

Ainsi, au Mont-Blanc, les torrents qui sortent des glaciers se réunissent généralement en un seul par vallon, bien que parfois ils débutent par des ramifications. Il n'y a guère qu'une exception de quelque importance, celle du glacier des Bossons, qui, par suite d'une disposition topographique particulière, donne à l'Arve deux affluents, le torrent des Bossons et le torrent des Pèlerins.

Lorsque les glaciers sont stationnaires, et à plus forte raison lorsqu'ils sont en croissance, les moraines frontales et la jonction de ces moraines avec les moraines latérales ne se distinguent guère, *topographiquement*, du glacier lui-même; la surface des moraines se raccorde avec celle de la glace et elle la prolonge. Si le glacier n'est pas

---

(1) Pages 261 et 262.

représenté soit par une teinte, soit par des courbes de niveau d'une couleur ou d'un signe conventionnel spécial, il est souvent difficile de distinguer où finit le sol naturel, où commence le terrain morainique et où la glace se dégage de ce dernier. Cependant, l'appareil glaciaire se précise assez bien par sa forme quand le glacier occupe un vallon et que la pente de sa surface diffère sensiblement de celle des versants. Dans le cas où le profil longitudinal du glacier est moins rapide que celui du vallon, la langue du glacier devient proéminente et sa forme antérieure arrondie, complétée par la moraine frontale, possède un caractère bien déterminé.

Si le glacier décroît, la moraine se dégage; sa pente concave formant le bord de la cuvette apparaît. Les deux pentes du dépôt, intérieure et extérieure, se coupent suivant une arête vive en dièdre, qui conserve plus facilement sa netteté sur les côtés, sur les moraines latérales et leurs raccordements, que sur le front où les matériaux sont plus vite isolés et où le bourrelet est plus attaqué par les eaux sortant du glacier.

Le **N° 265** donne, au 20.000^{e}, la topographie d'une partie des glaciers qui descendent de l'arête de la Grande-Casse à la Grande-Motte, sur le versant de la Tarentaise. On y voit, de l'Est à l'Ouest : 1° La moraine frontale étalée sans forme précise du glacier de Pramort, tandis que les dièdres des deux moraines latérales, celui de la moraine droite surtout, sont très nets ; 2° les dièdres des moraines latérales de la partie inférieure du glacier de Rosolin, moins étendues; 3° le long dièdre, remarquablement dessiné, de la moraine droite du glacier de Lepéna, s'avançant jusqu'au lac de la Glière, en voie de comblement.

Cette forme particulière d'accident topographique est très générale, dès qu'il s'agit de glaciers en décroissance. Nous la trouvons partout dans nos levés en haute montagne. Elle est figurée de la même manière sur la feuille des environs de Chamonix au 20.000^{e}, de M. Henri Vallot, en ce qui concerne les moraines latérales des glaciers des Nantillons, de Blaitière, des Pèlerins et des Bossons. On peut la considérer comme un élément spécial à la topographie des glaciers.

Sur les sinuosités des rivières.

M. Cesare Calciati a publié en 1909 à Fribourg, sous la forme d'une thèse de doctorat, une intéressante étude concernant le travail de l'eau dans les méandres encaissés. Cette étude porte en particulier sur une partie des méandres décrits par la Sarine et creusés dans l'épaisseur de la Molasse.

Nous avons reconnu dans la description de cette rivière tous les caractères qui appartiennent aux cours du Fier et du Chéran dans la Molasse de Savoie. C'est le même à-pic des parois rocheuses, la même « raideur des flancs de la vallée », la même influence médiocre « sur la morphologie de la partie du plateau que la rivière parcourt, » le même enfoncement brusque : « D'un point quelconque du plateau, situé même très près de la vallée, l'œil d'un observateur ne se douterait pas qu'il a, à petite distance de lui, une rivière de 90 mètres de profondeur. » C'est aussi la même découpure du grès tendre en corniches parfois surplombantes, qui correspondent, malgré l'homogénéité en grand de la masse, à des inégalités locales de résistance, comme à des inégalités de la force érosive du courant suivant les époques et les niveaux successifs auxquels le creusement est par-

venu. Enfin, de même que ceux du Fier et du Chéran, les petits affluents de la Sarine qui creusent leur lit dans la Molasse n'abordent la rivière qu'avec des gradins de confluence très marqués (1).

Pour expliquer la formation des méandres, M. Calciati rappelle d'abord en quelques mots la théorie généralement admise, qui suppose le courant rebondissant sur la rive, à la manière d'une bille de billard :

« L'eau tend à poursuivre son chemin droit devant elle ; elle ira frapper sous un certain angle la rive qui fait face à sa direction ; celle-ci la renverra sous le même angle à un point quelconque de la rive opposée, et ainsi de suite, etc... »

Mais il est visible que l'examen sincère et attentif des faits dans le lit de la Sarine ne confirme pas cette insuffisante théorie :

« Cependant, à l'étudier en détail, le mécanisme qui détermine l'évolution des méandres encaissés n'est pas aussi simple qu'il paraît au premier abord. Il faut arriver à expliquer aussi de quelle manière le méandre affecte la forme circulaire en boucle, cherchant à se couper et aussi à se rejoindre par les deux bouts, aussi bien par celui d'amont que par celui d'aval. »

Plus loin, M. Calciati fait cette remarque :

« A la rencontre des rives, nous croyons avoir constaté que le courant a des points de contact que nous appellerions volontiers *par glissement*... Le courant s'acharne et suit la paroi pendant un certain trajet, de manière que le sommet de l'angle d'incidence et le sommet de l'angle de réflexion se trouvent séparés par une distance de 100 à 400 mètres, décrivant une courbe... Les autres points pourraient être définis points de *renvoi* après attaque du courant. »

Si la réflexion ne se produit pas au point même où le courant vient frapper la rive, si elle est reportée à quelque distance en aval, il est clair qu'il ne s'agit plus à proprement parler d'une réflexion. Suivant l'auteur, il peut y avoir *plusieurs centaines de mètres* d'intervalle entre le point d'incidence et le point de réflexion. Or, les méandres de la Sarine étudiés sont d'assez court rayon, 100 à 300 mètres, à l'exception d'une boucle dont le rayon atteint 500 mètres. Il en résulte que le courant suit réellement les concavités, et qu'il ne les quitte — et c'est alors que se produit la soi-disant réflexion — que pour passer de la concavité sur une rive à la concavité sur la rive opposée, sauf dans les cas fortuits où les accidents de détail du tracé de la rive s'écartent du mouvement régulier du courant. C'est d'ailleurs ce qui ressort très bien de l'examen du levé au 10.000^{e}, sur lequel M. Calciati a eu l'heureuse idée de figurer par un trait spécial le lieu des points de plus grande vitesse du courant.

Nous passerons sur les constatations faites en faveur d'une ancienne théorie, restée très douteuse, bien que quelques hautes personnalités scientifiques l'aient parfois défendue; celle qui fait intervenir la rotation terrestre parmi les causes qui influent sur le mouvement de l'eau dans les rivières. M. Calciati remarque une tendance de la Sarine à attaquer plutôt sa rive droite que sa rive gauche ; mais ses observations nous semblent porter surtout sur une faible longueur de la Sarine actuelle, circulant dans les alluvions du fond du lit majeur, et cette différence entre les érosions plus accentuées à droite qu'à gauche ne nous paraît pas sensible à l'examen des méandres encaissés sur

(1) Voir page 406.

le levé au 10.000e, ni sur le fragment de la carte au 100.000e qui embrasse un plus long parcours de la rivière. Nous ne la trouvons, d'ailleurs, dans aucun des tracés de méandres encaissés des grandes vallées. Ainsi le rayon constant des méandres de la basse Seine (**Nos 133 à 136**) est le même sur les deux rives, où les concavités se produisent alternativement avec une régularité et une égalité parfaites (1).

Le consciencieux travail de M. Calciati vient à l'appui de notre manière de voir, en ce qui concerne la similitude, on pourrait presque dire souvent l'identité, de l'érosion fluviale et de l'érosion glaciaire : Profil en U et non en V de la vallée, c'est-à-dire de l'ancien lit majeur de la rivière ; existence des gradins de confluence, souvent très élevés ; barres sur le fond, divisant la rivière en biefs séparés ; poches et cuvettes creusées dans le fond, donnant lieu à des courbes de niveau fermées, entre deux paliers successifs. M. Calciati va même jusqu'à se demander si « certaines îles ou grèves respectées au beau milieu du cours ne seraient pas en quelque sorte comparables aux bosses glaciaires ».

Cette thèse nous a fait connaître un nouvel ouvrage :

La forme du lit des rivières à fond mobile, par M. Fargue, inspecteur général des ponts et chaussées; édité à Paris en 1908 chez Gauthier-Villars.

M. Fargue envisage la question des sinuosités à un point de vue très différent du nôtre. Il s'agit de déterminer les tracés les plus propices à une répartition des bancs qui favorise l'existence d'un chenal de profil aussi uniforme que possible, c'est-à-dire qui réalise les conditions les meilleures pour la navigation.

Les faits ont été observés dans plusieurs rivières et plus particulièrement dans la Garonne. Des études ont été entreprises par séries sur des rivières artificielles reproduisant à une échelle réduite des sinuosités théoriques.

Résumons d'abord les résultats obtenus, tant par l'expérience et l'observation que par le raisonnement et le calcul :

Dans les rivières *à fond mobile* qui décrivent des méandres :

« Une forme déterminée du lit a sur le creusement du chenal une influence propre, due exclusivement aux propriétés intrinsèques des courbes du tracé des rives et indépendante de la position occupée par ces courbes dans la plaine du fleuve. »

Les profondeurs minimum correspondent aux points d'inflexion des courbes, quand la concavité change de rive, ou de *surflexion* dans le cas où la concavité se maintient sur la même rive.

Les profondeurs maximum correspondent aux sommets des courbes, et la profondeur est d'autant plus grande que la courbure du sommet est plus prononcée.

Le profil en travers se modifie, quand les lignes de rives du lit moyen changent; « quand, au contraire, la configuration du lit est demeurée la même pendant un certain nombre d'années, le profil en travers prend une forme déterminée, stable et permanente ». Par conséquent « le profil en travers est fonction du plan ».

---

(1) M. Termier vient de présenter (mars 1910) à l'Académie des Sciences une note de M. J. Brunhes relative à la prédominence de l'érosion sur la rive droite d'une rivière en temps de crue. L'observation a porté sur quelques vallées du haut bassin de la Seine, pendant les grandes crues de janvier et février.

« La profondeur moyenne du bief croît et décroît en même temps que la courbure moyenne de la *courbe* correspondante. »

En d'autres termes :

« L'accroissement de la courbure, ou, si l'on peut s'exprimer ainsi, *l'incurvation de la courbe*, correspond à un abaissement du fond; la diminution de la courbure, ou l'aplatissement de la courbe, correspond à un relèvement. »

Il résulte de ceci que si la courbure du tracé en plan se modifie progressivement, la profondeur varie aussi progressivement; tandis que si les changements de rayon de courbure sont brusques, les variations de la profondeur sont également brusques.

Ces propositions, pour n'avoir pas été jusqu'ici présentées sous une forme aussi précise, ne contiennent rien qui ne soit, en substance, connu depuis longtemps : la dissymétrie du profil en travers du lit et son resserrement dans les courbes; le rejet du courant vers la rive concave; son action d'autant plus prononcée à vitesse égale que la force centrifuge agit davantage et par conséquent que le rayon de courbure est plus petit; l'alluvionnement sur les rives convexes et l'élargissement du lit en aval des concavités, d'où résulte l'emplacement des gués, s'il en existe, etc..., ne sont que les constatations autrement exprimées de la relation entre le tracé en plan et la figure du profil en travers.

Mais les graphiques des courbures en plan et des profondeurs correspondantes révèlent une particularité : La corrélation graphique ne se produit pas sur les mêmes ordonnées; elle est oblique, et non orthogonale; les hauts fonds sont reportés à quelque distance en aval des extrémités des courbes, et les fosses les plus profondes du bief à une distance égale en aval du sommet des courbes.

De ce fait, M. Fargue croit devoir tirer la conséquence suivante : « Si le point où se trouve le maximum de creusement du lit, et par conséquent de l'affouillement et de l'érosion de la berge, coïncidait avec le sommet de la rive concave, et si la plus grande saillie de la grève se trouvait au sommet convexe, les érosions rapides marcheraient transversalement à la direction générale de la vallée et le lit ne se déplacerait pas longitudinalement, ou du moins le déplacement serait extrêmement lent. Les sommets des courbes avanceraient normalement à travers la plaine et les méandres s'allongeraient jusqu'à atteindre le pied des coteaux qui limitent la vallée et où s'arrêterait le mouvement. »

Des observations répétées, tant sur les rivières naturelles que sur les petites rivières d'expérience, ont démontré que les lignes droites sont les moins favorables à la navigation ; en ce sens que sur les lignes droites les matériaux du fond se répartissent par bancs successifs sur toute la largeur du lit, et qu'il n'existe par conséquent pas de chenal naturel. C'est en effet sur les lignes droites que se manifeste surtout, comme Cunit l'avait indiqué (1), la disposition des matériaux du fond en bancs transversaux, qui rejettent le courant des basses eaux d'une rive à l'autre ; tandis que sur les lignes courbes, le courant se portant toujours vers la rive concave, les matériaux se déposent ou cheminent le long de la rive convexe, et le chenal existe.

En somme, au point de vue pratique de la navigation, si la ligne droite convient au mouvement de l'eau seule, qui s'écoule sans charrier aucunes matières sur un fond

(1) Voir pages 351 et 404.

inattaquable, la ligne sinueuse est celle qui convient aux cours d'eau à fond mobile, parce qu'elle permet la répartition et le mouvement des matériaux en dehors du courant principal ; elle contribue à opérer la séparation de l'eau et des matières solides.

Il est évident que le passage du courant d'une concavité sur une rive à la concavité suivante sur la rive opposée doit toujours constituer, au point de vue de la régularité du chenal, une difficulté. « Pour que le chenal à la traversée d'une rive à l'autre soit profond et stable, il faut que la partie rectiligne du lit soit plus étroite que les parties voisines présentant une courbe prononcée, » de manière à empêcher autant que possible l'accumulation des dépôts sur ce point. Mais pour faciliter artificiellement aux dépôts une répartition qui assure le dégagement des parties droites, il convient de compléter l'effet du resserremeut du lit dans le voisinage du changement de sens de la courbure par l'élargissement progressif aux abords des sommets, où les dépôts s'opèrent sur la rive convexe. En somme, pour obtenir un chenal aussi uniforme que possible, sans hauts fonds, comme sans fosses d'une profondeur inutile, il faut combattre l'effet de la courbure sur la profondeur par l'élargissement, et l'effet contraire des parties droites par le rétrécissement.

Mais ce n'est pas tout : Selon M. Fargue, la régularité du chenal exige que les changements de direction brusques soient évités. Or, le raccordement d'un arc de cercle et d'une ligne droite suivant la tangente est un changement brusque ; il faut donc remplacer les arcs de cercle, de courbure uniforme, par des courbes progressives. L'auteur arrive ainsi à recommander les tracés sinusoïdaux. C'est là un desideratum difficile à réaliser, à moins de corriger très sensiblement le tracé des rivières à peu près sur toute leur longueur ; car la sinusoïde n'est pas la courbe qui résulte de l'érosion dans les concavités. La sinusoïde ne comporte en aucune manière l'étranglement du pédoncule. L'extension des méandres sinusoïdaux donnerait des sommets de plus en plus étroits, des courbures de rayon de plus en plus petit, ce qui est absolument le contraire de ce qu'on observe dans la réalité.

Sous le rapport de la meilleure répartition des alluvions pour la commodité de la navigation, il est clair qu'il y a lieu de réduire au minimum toute partie rectiligne, jusqu'à n'être qu'un point d'inflexion d'une concavité rive droite à une concavité rive gauche. Mais cette condition se réalise d'autant moins aisément, pour une rivière d'une largeur donnée, que les sinuosités ont plus d'extension ; tandis que si les sinuosités sont peu développées eu égard à la largeur, le passage en diagonale du courant d'une concavité à la suivante est plus facilement assuré par la cohésion de la masse liquide. Enfin, si la largeur est encore plus grande, relativement au rayon des sinuosités, ces dernières finissent par n'être plus que des ondulations dessinées par les rives du cours d'eau, dont l'axe reste à peu près rectiligne. Elles deviennent alors insuffisantes pour provoquer le déplacement du courant d'une rive à l'autre et déterminer les différences de vitesse qui, sur un même profil en travers, font la part de l'eau et la part des alluvions.

L'observation et le calcul, ou plutôt la comparaison des expressions algébriques représentant les sommes des courbures et celles des profondeurs, amènent M. Fargue à cette conclusion : « Dans l'intérêt de la profondeur, tant maximum que moyenne, la courbe ne doit être ni trop courte, ni trop développée. La largeur serait normalement égale au huitième de la longueur de la courbe. C'est la proportion que l'on trouve très généralement et on peut l'adopter comme la proportion type. »

M. Fargue ajoute que les huit largeurs se répartissent généralement sur la longueur

de la courbe de la manière suivante : Cinq pour la partie où la courbe est prononcée et où se trouvent le chenal profond et le sommet; trois pour la partie où la courbure est faible, où se fait la traversée et où se trouvent l'inflexion et le minimum de profondeur. Jusqu'à présent, aucune loi ne se dégage nettement des faits, et il n'est pas possible d'obtenir une définition plus scientifique.

Ainsi, *dans les rivières à fond mobile*, le tracé le plus naturel du lit est le tracé curviligne, parce qu'il favorise le mouvement de l'eau en réservant au courant la concavité et en le dégageant du mouvement différent et moins rapide des matériaux qui voyagent par bancs sur le fond et sur la rive opposée. Mais le maintien du cours d'eau dans la direction générale de la pente exige que la courbe change de sens assez fréquemment ; le tracé est par conséquent *sinueux*. Il n'en résulte pas, cependant, qu'un tracé sinueux régulier s'établisse toujours. Dans chaque cas particulier interviennent les questions de vitesse, de volume de l'eau, de proportion des matières transportées, de résistance des rives, de régime et de changement de régime, etc..., qui compliquent singulièrement le problème ; de sorte que dans chaque circonstance, la solution est modifiée par telle ou telle influence prépondérante, souvent locale.

Mais il est remarquable qu'en vertu de lois naturelles, dont certaines ne sont pas encore entièrement dégagées, la disposition des masses d'alluvions par bancs transversaux, dans les cours d'eau qui ont eu jadis des quantités énormes de matières à charrier, ait abouti pour chaque rivière du régime actuel au tracé sinueux, *dans les proportions qui conviennent à cette rivière*. Quant à la forme sinusoïdale, si elle se rencontre exceptionnellement, c'est qu'elle n'est pas, en effet, une forme naturelle, les conditions spéciales à la navigation relevant d'un ordre d'idées tout à fait étranger aux principes qui régissent l'érosion et l'alluvionnement. Il en est de même des desiderata relatifs à la largeur du lit, augmentée au sommet des courbes, graduellement diminuée de là sur les parties droites jusqu'aux points d'inflexion, dans le but d'égaliser la profondeur du chenal ; la rivière tend naturellement à produire le contraire, à creuser les sommets des courbes en se rétrécissant, et à s'étaler sur les hauts fonds aux points d'inflexion.

L'ouvrage de M. Fargue, bien qu'envisageant la question des méandres sous un aspect très particulier, n'en est pas moins intéressant pour nous, parce qu'il contribue à définir les relations qui existent entre les sinuosités des rivières, leur régime, la disposition et la marche des alluvions, les variations de la profondeur, etc...

C'est ainsi que les connaissances relatives à l'étude du terrain peuvent bénéficier souvent d'observations et de démonstrations faites à des points de vue très variés et dans des buts très différents.

Sur les crues des rivières.

Les grandes crues de janvier et de février 1910, notamment celles des rivières du bassin de la Seine, donnent aux études hydrologiques de Belgrand sur le régime de ces cours d'eau un regain d'actualité (1).

Il a suffi de pluies d'une intensité médiocre, très inférieure à celle des pluies d'orage

(1) Voir pages 342 à 345 et 359 à 362.

ordinaires, mais persistantes et affectant l'ensemble du bassin, pour faire monter le niveau des eaux d'une façon anormale. Les crues n'ont cessé de s'accroître que quand les pluies ont cessé d'être générales ; le maximum atteint aurait été dépassé, et considérablement peut-être, si les pluies s'étaient maintenues dans les mêmes conditions.

La persistance des pluies, en prolongeant les crues du Loing, de l'Yonne, de la haute Seine et de la Marne, grossies de celles de leurs affluents, ne leur a pas permis de s'échelonner et de passer successivement sous les ponts de Paris, comme il arrive d'habitude ; ces crues se sont ajoutées sur les mêmes verticales.

D'autre part, les terrains perméables du bassin, où les eaux ont d'ordinaire un débit régularisé en passant par les sources, se sont trouvés *imbibés à refus*, et le ruissellement s'y est établi comme sur les terrains imperméables, tendant à reproduire un peu les conditions de l'époque quaternaire.

En somme, le résultat de ce double effet des pluies persistantes a été une *menace* de retour au régime des hauts niveaux.

La Seine a rempli son ancien lit majeur et en a reproduit le tracé, autant que le comporte la topographie actuelle de cet ancien lit, modifiée tant par la longue action des érosions subaériennes que par les travaux d'art. Elle est venue battre le pied des coteaux concaves, comme à l'époque où elle travaillait encore à l'élargissement de ses méandres, et elle s'est étalée sur les coteaux convexes, aplatis, transformés en plaine, bien au delà des limites de l'ancien lit majeur. Ainsi, dans la partie qui fait l'objet de notre extrait **N° 127**, sa largeur, qui est habituellement de 200 à 300 mètres, îles comprises, entre les berges actuelles, s'est accrue jusqu'à 700 et 1.000 mètres, dessinant de nouveau les grandes berges parallèles de Sartrouville (R. D.) et de la terrasse de Saint-Germain (R. G.). Plus loin, vers le confluent de l'Oise, en raison de l'aplatissement du coteau convexe de la forêt de Saint-Germain, la largeur de l'inondation atteignait et dépassait 2 kilomètres. Au tournant de Bougival, cette largeur était de près de 1.000 mètres, et à Rueil-Chatou (**N° 133**), elle dépassait 1.500 mètres. La plaine de Gennevilliers tout entière, sur 5 kilomètres de diamètre, était sous l'eau, etc...

Le travail d'ensemble en préparation au Ministère des Travaux Publics permettra d'étudier toutes les particularités de ces faits. Pour nous, il en ressort clairement qu'un climat pluvieux très peu différent du climat dont nous jouissons suffirait, comme l'a déclaré Belgrand, à rétablir les hauts niveaux des rivières. Ils nous prouvent aussi, une fois de plus, qu'il est inutile d'invoquer des séries de déplacements du lit réduit d'un cours d'eau actuel pour expliquer la largeur du fond de sa vallée, alors que la constance du profil en travers, le parallélisme et la rectitude des anciennes berges, partout où elles sont conservées, ne peuvent d'ailleurs se justifier par aucun mécanisme de déplacement plausible de ce lit tel qu'il est aujourd'hui (1).

---

(1) Voir pages 359 à 362, 429, et **N°s 125, 126, 127** et **140** ter.

GROUPEMENT DES EXEMPLES TOPOGRAPHIQUES

Alluvions.

Fonds de vallées : N[os] 4, 12, 13, 23, 24, 27, 28, 80, 87, 89, 100, 111, 114, 117, 119, 120, 125 à 129, 133 à 139, 158, 161 à 165, 180, 183.
Plaines : 48, 49, 52, 60, 81, 193 à 196.
Dépôts glaciaires : 209 *bis*, 209 *ter*.
Dépôts fluvio-glaciaires : 121, 157.
Alluvions sur les plateaux granitiques : 141, 142.
Terrasses d'alluvions : 102, 103.

Alternances de calcaires, grès, argiles, marnes.

Voir anticlinaux (anticlinaux démantelés, vallées anticlinales).
Voir synclinaux (vallées synclinales, synclinaux perchés).
Voir calcaires, versants composés.

Anticlinaux. — Détails topographiques.

Plis et voûtes anticlinales : 30 à 35, 47, 49, 62, 63, 66 à 71, 73, 84, 154.
Anticlinaux attaqués latéralement : 35, 36, 41, 48, 49, 72, 76, 78, 154.
Vallées anticlinales : 36 à 42, 44, 47, 48, 73.
Anticlinaux démantelés : 50 à 53, 56 à 61.
Flanquements, écailles : 45, 46, 49, 53, 56, 57, 59, 61 à 63, 78, 178.

Argiles.

Voir alluvions de fond de vallées, anticlinaux, vallées anticlinales.
Plaines : 156, 157, 173, 193.
Revêtements argileux sur les plateaux : 152, 187, 188, 189, 191.
Fonds argileux : 7, 30, 131, 145, 146, 148, 149, 158, 161, 162, 180, 181.
Vallées monoclinales, pied des falaises calcaires : 164 à 166, 170 à 172, 174, 175, 193 à 197.
Alios : 123.

Calcaires.

Plateaux : 18, 19, 22 à 27, 37, 39, 40, 44, 47, 138, 147 à 155, 161, 162, 164 à 169, 171, 172, 177, 179 à 183, 186, 188, 189, 193 à 195, 198, 218 à 220.

TABLE DES MATIÈRES

DU

TOME II